



Propriétés physiques et comportement mécanique des roches carbonatées microporeuses : Approche intégrée expérimentale et microstructurale

Jean Baptiste Regnet

► To cite this version:

Jean Baptiste Regnet. Propriétés physiques et comportement mécanique des roches carbonatées microporeuses : Approche intégrée expérimentale et microstructurale. Sciences de la Terre. Université de Cergy Pontoise, 2014. Français. NNT : 2014CERG0718 . tel-01157869

HAL Id: tel-01157869

<https://theses.hal.science/tel-01157869>

Submitted on 28 May 2015

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE DE DOCTORAT

Préparée à

l'Université de Cergy-Pontoise - Laboratoire Géosciences et Environnement Cergy

Présentée par

Jean-Baptiste REGNET

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR EN SCIENCES

Discipline : Géophysique

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES ET INGÉNIERIE

***Propriétés physiques et comportement mécanique
des roches carbonatées microporeuses
Approche intégrée expérimentale et microstructurale***

Soutenue publiquement le 4 Décembre 2014 devant le jury

Pr. Patrick BAUD	Institut de Physique du Globe de Strasbourg	Rapporteur
Pr. Adrian CEREPİ	ENSEGID, Université Bordeaux III	Rapporteur
Pr. Yves GUÉGUEN	École Normale Supérieure de Paris	Examineur
Dr. Benoit VINCENT	Cambridge Carbonates	Examineur
Dr. Philippe PEZARD	CNRS - Université de Montpellier	Examineur
Dr. Philippe ROBION	Université de Cergy-Pontoise	Directeur de Thèse
Pr. Christian DAVID	Université de Cergy-Pontoise	Directeur de Thèse
Dr. Béatrice YVEN	ANDRA	Invitée
Ir. Matthieu PELLERIN	TOTAL Exploration Production R&D	Invité

Christian, ta gentillesse, ton expérience et ta rigueur ont été un excellent contrepoint à mon enthousiasme souvent trop naïf. C'est un honneur de faire partie de la famille de tes anciens doctorants. Je pense avoir acquis grâce à toi une vraie approche critique de toutes ces choses qui font notre quotidien.

Au cours de cette thèse, j'ai eu la chance de travailler à l'École Normale Supérieure de Paris avec Jérôme Fortin. C'est avec lui que j'ai fait mes premiers essais mécaniques sur les carbonates : j'ai découvert les aléas de la science expérimentale, et travailler avec lui a toujours été un plaisir. Je le remercie d'avoir accepté de rentrer dans cette aventure, et plus qu'un modèle il est devenu, je l'espère, un ami. Qu'il trouve toute ma gratitude dans ces quelques lignes.

Ce travail est aussi le résultat d'un certain nombre d'heures de collaboration avec Benjamin Brigaud du Laboratoire Géosciences Paris-Sud de l'Université Paris XI. Il m'a donné beaucoup de son savoir et un peu de son précieux temps.

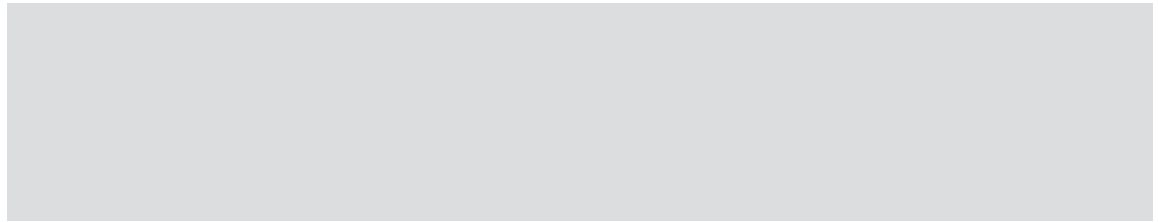
Mes sincères remerciements vont également aux membres du jury qui ont accepté de juger mon travail. Certains sont d'éminents chercheurs en Physique et Mécanique des Roches et de véritables modèles pour la jeune génération dont je fais partie.

Je tiens à remercier tous les Amis, qui m'ont permis de souffler les soirs et les week-ends, et qui ont grandement contribué à rendre ce travail de thèse plus humain et socialement équilibré : Geoffroy Mohn et Pauline Souloumiac du GEC ; Yasin Makhoulfi de l'UPMC ; Aurélien Nicolas, Benjamin Sautter, Céline Mallet, François Passelègue, Lucas Pimienta et Audrey Bonnelye de l'ENS ; et enfin Flav, Benj et Yoh, complices de nombreux instants passés à Combleux ou au Mesnil.

Je terminerai en exprimant ma reconnaissance la plus profonde à ma petite famille : mes Parents et mon petit frère Clément, qui sont source d'un profond équilibre psychologique ; et mes Grands-Parents, avec une pensée émue pour ma grand-mère Jacqueline qui est très fière de moi. Ils m'ont soutenu, voire supporté (et me supporteront sans doute encore) au cours de mon parcours scolaire parfois chaotique, malgré les apparences. Enfin, à Morgane, pour son aide et sa présence au cours de ces trois années partagées, et si particulières.

“J’ai fait ce que j’ai cru devoir faire, je vois ce qui aurait dû être fait et qui n’a pas été fait. C’est une action humaine... Toute œuvre est inachevée, au sens où elle est en dessous de l’espérance.”

François Mitterrand.



LES carbonates microporeux sont caractérisés par une importante hétérogénéité de faciès (texture, composition) qui se traduit généralement par une très grande variation des (1) propriétés physiques (porosité, perméabilité, vitesses acoustiques), et (2) du comportement mécanique. Ces hétérogénéités rendent souvent difficile les prédictions en termes de stockage géologique, de qualité de porosité ou perméabilité des réservoirs d'eau souterraine ou d'hydrocarbures. Cette étude intégrée apporte de nouveaux éléments de réflexion quant aux facteurs de contrôles microstructuraux sur les propriétés physiques et mécaniques des roches carbonatées microporeuses.

(1) Une centaine d'échantillons de carbonates ont été prélevés tous les 2 m environ le long du forage EST205 au niveau de la plate-forme oxfordienne de Meuse/Haute-Marne. Un objectif appliqué de ce travail, vise à mieux contraindre les variations verticales des propriétés pétrophysiques et pétrographiques qui régissent en grande partie les circulations aquifères actuelles dans cette formation. D'un point de vue fondamental, un résultat majeur est la mise au point d'une nouvelle méthode de rock-typing pour les réservoirs microporeux, et l'établissement d'un lien entre matrice micritique et les propriétés physiques. Les propriétés de transport (perméabilité, conductivité électrique) sont grandement influencées par la réduction ou l'augmentation progressive de la microporosité intercrystalline selon le type de matrice micritique considéré. L'augmentation des vitesses d'ondes acoustiques peut être vue comme le reflet d'une cimentation progressive des particules de micrites, qui rend l'ensemble de la matrice plus rigide et cohérente. La dispersion des valeurs de vitesse est expliquée grâce à la théorie de la poroélasticité. Les calculs réalisés avec les équations de Biot-Gassmann [*Biot, 1956; Gassmann, 1951*] mettent en évidence une population de microcracks, qui affecte les vitesses de propagation des ondes. Enfin, une origine possible

des niveaux poreux oxfordiens est une dissolution précoce des particules de micrites via la circulation d'eau météorique sous saturée par rapport à la calcite, lors de courtes phases d'émersion de la plate-forme.

(2) La vitesse de propagation des ondes P dans la formation de l'Oolithe Blanche (Grains-tone Oolithique, Jurassique Moyen, Bassin de Paris) est très largement contrôlée par la structure de l'espace poreux (porosité annulaire ou uniforme dans les grains ; Type A) et par la présence ou l'absence d'un ciment isopaque autour des grains (Type B) (*Casteleyn et al., 2010, 2011 ; Makhloufi et al., 2013*). Plusieurs essais de déformation triaxiale ont été réalisés sur des échantillons de Type A et B afin d'investiguer le rôle de telles microstructures sur la réponse mécanique des roches carbonatées poreuses. Cette étude est essentielle à la compréhension générale de l'Oolithe Blanche, qui présente un fort potentiel géothermique et représente une cible potentielle pour la séquestration de CO₂.

Les échantillons comparés présentent des textures et faciès équivalents (proportion de ciment de blocage, granulométrie), ainsi que des propriétés pétrophysiques très similaires (porosité, perméabilité). Deux comportements distincts sont mis en évidence :

Type A : les échantillons avec une microporosité uniforme dans les grains ont un comportement ductile, tandis que les échantillons à porosité annulaire sont caractéristiques du domaine fragile. Type B : les échantillons avec des ciments isopaques autour des grains ont un comportement fragile. En revanche, les échantillons dépourvus de tels ciments présentent un comportement mécanique relevant plus du domaine ductile. Ces résultats montrent que les structures de porosité et les ciments jouent un rôle important sur la réponse mécanique des roches carbonatées microporeuses.

the grains (uniform versus rimmed microporosity) and type B samples are based on the presence/absence of an isopachous cement around the ooids. This work is of primary importance since the Oolithe Blanche formation, a deep saline aquifer, is a possible target for CO₂ sequestration and geothermal production in the center of the Paris Basin. Sample types have similar facies and composition (oolithic microporous grainstone with a 500 μm average grain size), and physical properties (porosity, permeability). Contrasted mechanical behaviors are observed : (1) Type A samples with a rimmed porosity display a typical behavior of the brittle failure regime with stress-strain curves reaching a peak (138 MPa) beyond which strain softening was recorded, and strain localization on a shear fracture. (2) Type A samples with a uniform porosity display a ductile behavior with no localization of the deformation.

(2) Type B samples with isopachous cement show a brittle behavior with stress drop (16 MPa to 18 MPa) and localization on a shear fracture. When isopachous cements are absent, a more ductile type of behavior is observed.

Our set of data suggests that those two microstructural parameters have a significant control on the mechanical behavior of carbonate rocks.

2	Cadre l'étude	52
2.1	Contexte géologique	52
3	Dynamique sédimentaire de l'Oxfordien calcaire : le forage EST205	56
3.1	Faciès et Paléoenvironnements	56
3.2	Cadre séquentiel	58
4	Propriétés physiques de l'Oxfordien calcaire	62
4.1	Les niveaux transmissifs oxfordiens	62
4.2	Matériel et méthode	63
5	Propriétés acoustiques et réservoirs des roches carbonatées micropo-	
	reuses : le rôle des microstructures	70
6	Abstract	74
7	Introduction	76
8	Geological settings and sedimentological framework	80
9	Sampling and Methodology	82
9.1	Detailed Petrography	82
9.2	Physical properties	84
9.3	Wireline logs	85
10	Results	86
10.1	Sedimentary Texture	86
10.2	Micrite microtextures	87
10.3	Petrophysical properties	90
11	Discussion	100
11.1	Micrite microtextures as "poro-acoustic" fabrics	101
11.2	Frequency dependence of acoustic properties	102
11.3	Factors controlling the micrite distribution	108
12	Conclusion	110
12.1	Conséquences pour la modélisation des circulations fluides du secteur	122
12.2	Émersions et propriétés physiques des HP oxfordiens	123
12.3	Préservation de la microporosité	123
12.4	Modélisation des perméabilité de l'Oxfordien calcaire	128
12.5	Mesure de l'atténuation sismique en laboratoire	129

12.6	Anisotropie de perméabilité de roches carbonatées	131
IV	Comportement mécanique de roches carbonatées microporeuses	136
1	Préface	138
2	Comportements mécaniques des roches	140
2.1	Notion de transition fragile-ductile	140
2.2	Déformation expérimentale	142
2.3	La compaction des carbonates	146
3	L'Oolithe Blanche dans l'Est du Bassin de Paris	152
3.1	La formation	152
3.2	Caractérisation pétrophysique	156
4	Déformation expérimentale de l'Oolithe Blanche : Le rôle des microstructures	160
4.1	Système expérimental	160
4.2	Les structures de microporosité	163
5	Abstract	168
6	Introduction	170
7	Sampling and experimental set-up	172
7.1	Samples selection and preparation	172
7.2	Experimental procedure	173
8	Results	176
8.1	Mechanical data	176
8.2	Acoustic properties	178
8.3	Permeability evolution	179
8.4	Microstructural observations	180
9	Discussion	182
9.1	Influence of microporosity distribution on the elastic properties	182
9.2	Influence of microporosity distribution on the mechanical behavior	183
9.3	Microporosity distribution and permeability	185
9.4	Shear-induced dilation : an effective mechanism for permeability enhancement	187

10 Conclusion	190
10.1 La forme des ciments calcitiques	196
V Conclusion générale	202

9	Données de porosité et de vitesse d'onde P issues de la compilation de Baechle et al. [2008] (modifié). Cette représentation illustre bien le rôle de la microporosité sur les vitesses de propagation d'ondes P.	20
10	Influence des proportions de quartz sur les vitesses d'ondes P dans les carbonates. Modifié d'après Anselmetti et al. [1997].	21
11	Influence de la minéralogie (carbonate, argile et quartz) sur les vitesses de propagation des ondes P. Les valeurs seuils (22% pour les carbonates et 8% pour les argiles) correspondent aux traits en pointillés. Modifié d'après Kenter et al. [2007].	22
12	Influence de la nature de la dolomitisation sur les vitesses d'ondes P dans les carbonates. Modifié d'après Eberli et al. [2003].	23
13	Conséquence d'une cimentation intense sur les valeurs de porosité et de vitesse d'onde P (points bleus). La comparaison est faite avec des roches faiblement cimentées. Modifié d'après Eberli et al. [2003].	24
14	Influence des ciments précoces sur les propriétés acoustiques des faciès granulaires carbonatés (principalement grainstone). Modifié d'après Brigaud et al. [2010].	25
15	Evolutions diagénétiques des propriétés poro-acoustiques des grainstones [Brigaud et al. 2010]. Les textures cimentées précocement ont une histoire diagénétique différente des textures "compactées" qui peuvent être interprétées en termes de signature physique.	25
16	Exemple d'évolutions $\phi - K$ dans les roches carbonatées. Les relations en puissance 3, 5 et 7 sont données respectivement pour les mudstones et les calcaires oolithiques. Modifié d'après Zinszner & Pellerin [2007].	28
17	Influence de la surface spécifique moyenne des pores (<i>PoA</i>) et de la taille moyenne des pores (<i>DomSize</i>) sur les valeurs de perméabilité. Modifié d'après Weger et al. [2009].	28
18	Influence de la proportion de microporosité (%), de la surface spécifique moyenne des pores (<i>PoA</i>) et de la taille moyenne des pores (<i>DomSize</i>) sur les valeurs de facteur de formation. Les droites <i>m</i> représentent les différentes valeurs de l'exposant de cimentation. Modifié d'après Weger et al. [2009].	29
19	Crossplots de la surface spécifique des pores (<i>PoA</i>) et de la taille de pore dominante. Les données sont discriminées par les valeurs de l'exposant de cimentation <i>m</i> . Les photos représentent les différentes combinaisons des paramètres. Modifié d'après Verwer et al. [2011].	30

20	Relation Facteur de formation et perméabilité. Les trois droites en pointillés représentent les lois de puissance -2, -2,5 et -3. Modifié d'après Casteleyn et al. [2011].	31
21	Évolution de la perméabilité en fonction de la profondeur, de la proportion de ciment, et de la porosité interparticulaire résiduelle, pour une série carbonatée de Floride. Simplifié d'après Budd [2002].	32
22	A - Principe des modèles d'inclusions. Une population de pores équants et une porosité de cracks orientés aléatoirement, modifié d'après Adelinet et al. [2011]. B - Effet de l'aspect ratio (α) des pores sur les modules élastiques [Fournier et al. 2011].	37
23	Évolution du rapport V_P/V_S en fonction du coefficient de Poisson intrinsèque au grain, et en fonction du rapport a/b , d'après [Digby, 1981].	38
24	Modélisation des propriétés effectives dans la formation de l'Oolithe Blanche du bassin de Paris [Casteleyn et al. 2011]. A - Approche auto-cohérente ($A - C$) qui explique les variations de vitesse dans les faciès progradant principalement dominés par la macroporosité dans le ciment. B - Modèle de contacts de sphères cimentées (CSC) modifié [Dvorkin et al. 1999] qui montre que les vitesses dans les faciès de shoal et tidaux sont gouvernées par la microporosité dans les ooïdes.	39
25	Perméabilité mesurée et calculée avec différents modèles sur les grainstones oolithique de l'Oolithe Blanche. La ligne en pointillés représente une sous-estimation d'un ordre de grandeur des valeurs de perméabilité mesurées. Modifié d'après Casteleyn et al. [2011].	40
26	Coupe théorique Est-Ouest du Bassin de Paris, modifié d'après Delmas et al. [2010].	52
27	Carte paléogéographique Péri-Téthys du Jurassique Supérieur (Kimmeridgien), modifié d'après Dercourt et al. [1993].	53
28	Carte paléogéographique du Bassin de Paris à l'Oxfordien, modifié d'après Carpentier et al. [2010].	54
29	Carte géologique de l'Est du Bassin de Paris, simplifié.	55
30	Description des lithofaciès.	57
31	Log sédimentaire, association de faciès et stratigraphie séquentielle du forage EST205 de l'Est du Bassin de Paris.	59

32	Modèle stratigraphique de la plate-forme carbonatée oxfordienne de l'Est du Bassin de Paris (Oxfordien moyen), modifié d'après Vincent [2001] et Carpentier [2004].	60
33	Stratégie d'échantillonnage.	63
34	Appareillage pour la saturation des échantillons et les mesures de porosité à l'eau.	64
35	A - Dispositif de mesure Autopore IV pour l'intrusion au mercure basse et haute pression. B - Pénétrromètres.	65
36	Détermination graphique de la perméabilité K_l et de la constante de Klippenberg β à partir de la perméabilité au gaz K_a , modifié d'après Riepe et al. [1983].	67
37	Appareillage de mesure de la perméabilité à haut confinement (A) et bas confinement (B). C - Détail de la cellule de <i>Hassler</i> (<i>core holder</i>).	68
38	A - Dispositif de mesure de la conductivité électrique. B - Détail de la cellule de mesure.	68
39	A - Appareillage de mesure des vitesses de propagation d'ondes P & S. B - Détail du dispositif capteur-échantillon.	69
40	A - Location of the study area on a geological map of the eastern part of the Paris Basin. B - Simplified Oxfordian stratigraphic column of the eastern part of the Paris Basin with main argillaceous formation bounding Oxfordian aquifer (modified from Guillocheau et al., 2000 ; Carpentier et al., 2014 ; and Brigaud et al., 2014 ; Thicknesses not to scale).	80
41	Classification of micrite microtextures simplified and adapted from Deville de Periere et al., (2011), mainly based on crystal morphology and type of inter-crystal contact. Porous microtextures, with punctic to partially coalescent contacts, are distinct from tight microtextures with fully coalescent inter-crystal contacts.	83

42	Petrographic character of different textures from the Oxfordian limestone of the eastern part of the Paris Basin. A - Bioclastic mudstone (183.80 m). B - Bioclastic wackestone (bivalves and echinoderms) with cyanobacteria <i>bacinella irregularis</i> (<i>Bac.</i>) (235.65 m). C - Bivalves and echinoderms wackestone (329.10 m). D - Peloidal packstone (peloid = white arrow, 237.82 m). E - Oncoid-bioclase packstone with foraminiferas (<i>Onc.</i>) (181.41 m). F - Micritic ooids (<i>O</i>) grainstone with echinoderms (<i>Ech.</i>) (240.50 m). G - Coral boundstone (<i>C.</i>) with micritic ooid matrix (199.37 m). H - Encrusted corals (<i>C</i>) with thrombolytic encrustation (357.75 m).	88
43	Examples of micrite microtextures observed on SEM. White rectangles are the magnification areas. A & B - Rounded micrite from a micritic ooid grainstone (Φ : 19% ; 240.05 m). C & D - Subrounded micrite from a bioclastic wackestone (Φ : 15.6% ; 234 m). E & F - Anhedra compact micrite from a peloidal packstone (Φ : 5.46% ; 191.56 m). G & H - Fused micrite from oncoïd-peloid packstone (Φ : 2.12% ; 156.18 m).	89
44	A - Mean proportions of the different micrite microtextures in EST205 samples regarding the texture in thin section. B - Box plot showing the distribution of the micrite crystallometry in the different textures. Boxes represent quartiles Q1 (25%) and Q3 (75%). The median is represented by the straight line. Extreme values are minima and maxima of the crystallometries.	90
45	Sedimentological log of the Oxfordian limestone from EST205 cores, with sequence stratigraphy interpretation (from Carpentier et al., 2014 and Brigaud et al., 2014). Micrite shape and size distribution, Lab. total porosity and CMR Porosity, nitrogen permeability, formation factor, P & S-wave velocity from plugs (dry and saturated), and sonic log velocity are displayed. .	92
46	Pore entry diameter spectra for samples derived from mercury injection tests. Spectra are discriminated regarding micrite microtextures.	93
47	Porosity versus permeability analyses from plugs in the core EST205, sorted by textures (<i>A</i>) and micrite microtextures (<i>B</i>).	93
48	Electrical conductivity data. Archie plot, with formation factor vs. porosity plot in log-log scale sorted by textures (<i>A</i>) and micrite microtextures (<i>B</i>). .	94
49	Permeability vs. formation factor plot in log-log scale, sorted by textures (<i>A</i>) and micrite microtextures (<i>B</i>). The dashed line corresponds to the best fit (power law with exponent -1).	95
50	Total porosity versus acoustic velocity from plugs in cores EST205 from the Oxfordian limestones.	96

51	Crossplot of total porosity versus P-wave velocity (dry) from plug data in cores EST205. A - Data are sorted by textures (mudstone, wackestone, packstone, grainstone and boundstone). B - Data are sorted by micrite microtextures.	97
52	Crossplot of total porosity versus P-wave velocity (saturated) derived from well-log data (CMR Porosity and Sonic) and laboratory data.	97
53	A - Crossplot of total porosity versus P-wave velocity (dry). Data points are discriminated by micrite microtexture (symbols), micrite crystallometry (symbols size) and PTD values (color bar). Dotted envelops represent the three micrite classes defined in this study. B - Crossplot of well-log data (CMR Porosity and Sonic velocity). Data points are sorted by micrite morphology (symbols) and micrite crystallometry (symbols size).	102
54	A - Crossplot of dry shear modulus versus water-saturated shear modulus. Data points are not far away from the one-to-one straight line. B - Plot of changes in shear modulus versus the difference between measured and Gassmann-predicted velocity. Gassmann underestimates the velocities in samples with shear strengthening and overestimates the velocities in samples with shear weakening.	103
55	Crossplot of total porosity versus P-wave velocity dispersion calculated from the Biot-Gassmann theory. Data are sorted by textures (<i>A</i>) and micrite microtextures (<i>B</i>). Samples selected for permeability measurements under high confining pressure are marked by a star.	105
56	A - Crossplot of total porosity versus P-wave velocity (dry). B - Crossplot between transport properties (permeability versus formation factor, derived from electrical conductivity). Data points are discriminated by their velocity dispersion value.	105
57	Microcracks (black or white arrows) observation in two samples showing high dispersion value : A - in calcite cement. B, C, D, E & F - in micritic grains (oncoids).	106
58	A - Evolution of permeability (normalized) under confining pressure between four samples with contrasted velocity dispersion. B - Electrical conductivity for 6 samples selected by contrasted velocity dispersion values. The intercept <i>b</i> corresponds to the surface conductivity of the samples and is the result of a linear fit.	107

59	Relations porosité-perméabilité dans l'Oxfordien calcaire et définition d'un nouveau <i>porosity cut-off</i> à 15%. Ce seuil de porosité délimite deux relations $\phi - K$ différentes.	122
60	Comparaison entre les deux <i>cut-off</i> de porosité (18% et 15%).	124
61	Émersion au sommet de la Séquence LJVI et phénomènes associés observés dans le forage EST205.	125
62	Modélisation de la perméabilité de l'Oxfordien calcaire. La droite en pointillée représente une sous-estimation des valeurs de perméabilité d'un ordre de grandeur.	128
63	A - Apodisation d'un signal théorique avec la fenêtre de <i>Hamming</i> . B - Rapport de spectres entre une référence peu atténuante et un échantillon. Le calcul de Q est réalisé à partir de la valeur de la pente du segment de droite (jaune) du rapport de spectres.	130
64	A - Facteur d'atténuation en fonction de la porosité pour les principales textures carbonatées. B - Facteur d'atténuation en fonction de la perméabilité pour les principales textures carbonatées.	131
65	A - Anisotropie de Susceptibilité Magnétique pour les échantillons considérés. Les carrés rouges indiquent l'axe de susceptibilité maximale (tenseur $K1$), les triangles jaunes indiquent l'axe de susceptibilité intermédiaire (tenseur $K2$) et les cercles bleus indiquent l'axe de susceptibilité minimale (tenseur $K3$). B - Anisotropie des vitesses d'onde P pour les trois échantillons considérés. Les carrés rouges indiquent les vitesses maximales, les triangles jaunes indiquent les vitesses intermédiaires, et les cercles bleus indiquent les vitesses minimales.	132
66	A - Évolution de la perméabilité en fonction de la pression de confinement pour les directions X , Y et Z de l'échantillon LVX6. B - Évolution des perméabilités normalisées en fonction de la pression pour les directions X , Y et Z de l'échantillon LVX6.	133
67	A - Comportement fragile dans le diagramme contrainte (σ) - déformation (ε). B - Développement de fissures par nucléation successives hétérogènes et anisotropes (interactions).	141
68	A - Comportement ductile et ductile avec durcissement (courbe rouge, <i>strain-hardening</i>) dans le diagramme contrainte (σ) - déformation (ε). B - Coalescence limitée des fissures et forme "en tonneau" (<i>barrel shape</i>) caractéristique du régime ductile.	141
69	Principe de l'essai triaxial.	143

70	A - Comportement mécanique d'une roche poreuse sous régime hydrostatique. B - Effondrement des pores (<i>pore collapse</i>) et rupture (ou broyage) des grains (<i>grain crushing</i>) à la pression P^* dans le grès de <i>Darley Dale</i> [Wong et al. 1999].	144
71	Evolution de la contrainte effective moyenne en fonction de la réduction de porosité (comptée positivement). Grès d'Adamswiller [Wong et al. 1997]. . .	145
72	A - Synthèse des données expérimentales menées sur six grès (15% - 35% de porosité) [Wong et al. 1997]. Le régime fragile des échantillons est représenté par des symboles ouverts (les seuils de dilatanse C' ne sont pas tracés), le régime ductile par des symboles fermés. B - Modélisation de l'enveloppe élastique d'une roche poreuse [Dimaggio et Sandler, 1971].	145
73	Enveloppes de rupture pour différents calcaires, issues de la littérature [Wong et al. 2012]. Les symboles ouverts correspondent à la contrainte à la rupture, et les symboles fermés correspondent à C^* , la pression maximale avant la compaction inélastique.	147
74	A, B et C - Photos MEB (Back-scattered) du grainstone de Majella après déformation hydrostatique au-delà de P^* . La fracturation des grains est très nette et une proportion limitée de macles est observée sous lumière transmise. D et E - Photo MEB (Back-scattered) du grainstone de Majella sous 16 MPa de confinement (sec) (D) et 26 MPa de confinement et 5,8% de déformation axiale (sec) (E). F - Macles observées dans le calcaire de Saint-Maximin sous lumière transmise après déformation hydrostatique au-delà de P^*	148
75	A - Détail de la bande de compaction cisailante (45°) observée dans le grainstone de Majella à 5 MPa de pression de confinement. Fracturation intense des grains à l'intérieur de la bande. B - détail de la bande de compaction cisailante de grand angle (80°) du calcaire de Saint-Maximin et observée à une pression de 5 MPa. Fracturation intense des grains dans la bande et absence d'endommagement hors bande. D'après Baud et al. [2009].	149
76	Carte géologique simplifiée du Bassin de Paris. Les terrains d'âge Jurassique sont indiqués en couleur bleue. D'après Makhoulfi [2013].	152
77	A & B - Structure interne d'une Oolithe formée d'une double structure Nucléus/Cortex. C - La microporosité intercrystalline en position intragranulaire est mise en évidence par la coloration en bleu de la résine.	153
78	Modèle sédimentologique de la formation de l'Oolithe Blanche et les 3 grands domaines de sédimentation reconnus par Casteleyn et al. [2010] et Makhoulfi et al. [2013].	154

79	Observations au microscope optique de l'Oolithe Blanche. A - Grainstone oolithique localement packstone (échantillon BY15). B - grainstone oolithique, fragments d'échinodermes et ciment isopaque (échantillon BY19). C - Grainstone oolithique à nucléus bioclastique (échinodermes et bivalves) et à cortex plus microporeux que le nucléus (coloration bleu foncé) (échantillon RA15). D - Grainstone à oolithes fines ($250\ \mu m$) et bioclastes (échantillon RA16). E - Grainstone oolithique à pellets et échinodermes (échantillon MA11). F - Grainstone oolithique à très forte interpénétration granulaire (échantillon BY16).	155
80	Les différents types de pores rencontrés au sein de l'Oolithe Blanche observés au microscope électronique à balayage. A - Microporosité au sein du cortex d'une oolithe. B - Contact entre microporosité et ciments interparticulaires. C & D - Macro et mésoporosité interparticulaire. Makhloufi et al. [2013].	156
81	Porosimétrie mercure sur une sélection d'échantillons de l'Oolithe Blanche, Makhloufi et al. [2013].	157
82	Orthoslices obtenue au nano-Ct scan pour un échantillon microporeux. A - image brute obtenue. B - Réseau poreux (bleu) après traitement et seuillage de la matrice minérale (noire). C - Connectivité du réseau poreux. Les zones de même couleur sont des zones connectées. Makhloufi et al. [2013].	157
83	Données de porosité et de perméabilité pour l'Oolithe Blanche des carrières de Bourgogne, Makhloufi et al. [2013].	158
84	Relations entre diagenèse et perméabilité observées dans la Formation de l'Oolithe Blanche. A - Grainstone avec des oolithes microporeuses où la porosité interparticulaire initiale est partiellement remplie par de la cimentation de blocage et où le taux d'interpénétration est important. B - Grainstone avec des oolithes microporeuses où la porosité interparticulaire initiale est totalement remplie par de la cimentation de blocage et où le taux d'interpénétration est important. C - Grainstone avec des oolithes microporeuses et de la macroporosité moldique. L'interpénétration est nulle. D - Même grainstone mais sans la macroporsité moldique. E - Grainstone à oolithes microporeuses avec une phase de cimentation isopaque. La cimentation isopaque est piégée entre les grains durant l'interpénétration. Makhloufi et al. [2013].	159

85	A - Dispositif triaxial de l'École Normale Supérieure de Paris. B - Presse triaxiale de l'ENS. La housse grise sur la photographie est la housse isotherme utilisée lors des essais sous température.	161
86	A - Stratégie d'échantillonnage pour l'étude du comportement mécanique de l'Oolithe Blanche. B - Échantillon avec 8 capteurs acoustiques (4 capteurs P, et 4 capteurs S).	163
87	A - Évolution des vitesses d'ondes P en fonction de la porosité pour le calcaire de l'Oolithe Blanche [Casteleyn et al. 2010, 2011]. Les couleurs correspondent aux trois grands pôles faciologiques mis en évidence par Makhloufi et al. [2013]. Les vitesses supérieures à 4200 m/s sont caractérisées par des oolithes à microporosité annulaire (<i>rimmed porosity</i>).	164
88	Geological map of the Eastern part of the Paris Basin, and localization of the three quarries investigated. Simplified from makhloufi et al. [2013].	172
89	Pictures of the samples selected for the experiments. The microporosity is died in blue color. Ooids can be completely microporous (A) or they can show a rimmed microporosity located on the outside cortex of the ooids (B). C & D : schematic illustration of the two different microstructural attributes. E & F - SEM pictures of a rimmed microporosity ooid, and the boundary between microporous and tight parts (F). The outer part of the cortex (G) display fine grained ($1\ \mu m$) and the inner part is characterized by tight and coarse anhedral micrites ($5\ \mu m$).	175
90	A - Evolution of the axial strain as a function of the deviatoric stress. The zoomed part corresponds to the first 0.6% of axial deformation. B - Evolution of the volumetric strain as a function of the effective mean stress, during hydrostatic and triaxial loading. Black arrows indicate creep stage induced by the axial ram locking during permeability measurements.	177
91	P and S-wave velocity evolution during hydrostatic and triaxial loading, C^* corresponds to the onset of shear-enhanced compaction, and C' corresponds to the onset of shear-induced dilation.	179
92	Permeability evolution during hydrostatic and triaxial loading, C^* corresponds to the onset of shear-enhanced compaction, and C' corresponds to the onset of shear-induced dilation.	179

93	Pictures of samples after deformation. A - Uniform porosity sample displaying sub-horizontal fractures, ductile behavior. B - Rimmed porosity sample with low angle shear fractures, brittle behavior. D, F and H display calcite twining in the cemented parts, in optical microscopy and SEM imaging (RA15 and RA13 samples). C, E and G display microcracks located in the calcite cements in optical microscopy and SEM imaging. Those microcracks do not propagate in the ooids (<i>G</i>).	181
94	Schematic view of the samples regarding the microstructural attribute (A - uniform porosity or B - Rimmed porosity), deformation features (twining, cracking, sliding, collapse), micrite description (C - rounded, D - Anhedral) within the ooids.	183
95	2-D granular model extrapolations for experimental data of Uniform Porosity (RP, black line) and Rimmed Porosity (RP, grey line) samples (black line). P^* , Q and stress path values are supposed.	186
96	Capillary imbibition factor vs. porosity cross-plot. The contrast in capillary coefficient values regarding the microstructural attribute is very clear. From Casteleyn et al. [2010, 2011] and Makhloufi et al. [2013].	187
97	Pore cast technique applied on the Oolithe Blanche samples. A - Uniform porosity sample with fully microporous grains. B - Rimmed porosity sample where the non-porous inner cortex has been dissolved during the operation. From Makhloufi [2013].	188
98	Détail des microstructures retenues pour les essais triaxiaux à basse pression.	197
99	A - Courbes contraintes - déformation et seuil de dilatance C' pour les quatre échantillons. B - Réduction de la porosité en fonction de la contrainte moyenne effective.	198
100	Évolution des vitesses d'onde P au cours des chargements hydrostatiques et triaxiaux.	198

101	Observations macro et microscopiques (microscopie optique classique) des échantillons post-déformation (les macropores sont des artéfacts). A - Fracture subverticale (échantillon BY19). B - Fracture de faible angle (30°) (échantillon RA02). C & D - Agrandissement des fractures BY149 et RA02. Les ciments intergranulaires présentent de nombreux microcracks, en particulier de part et d'autre de la fracture. E - Maclage d'un cristal de calcite dans BY19. Les collerettes de ciments isopaques sont détachés des grains (desquamation) et ont été recimentés dans le ciment intergranulaire (couleur noire). F - Observation de la fissuration intragranulaire. Les ciments isopaques ne semblent pas affectés.	200
-----	--	-----

Première partie

Introduction

LA compréhension des propriétés physiques et du comportement mécanique des roches poreuses est une nécessité pour les activités humaines. Le secteur économique concerné est vaste, il touche à la recherche et à l'exploitation des réserves pétrolières et d'aquifères, au stockage géologique, à la prédiction des tremblements de terre, et à l'étude du comportement de la lithosphère. La croûte terrestre est un domaine géologique très complexe, où les propriétés physiques des roches sont très hétérogènes. Ces hétérogénéités sont souvent le reflet d'une association complexe entre les microstructures, héritées des conditions de dépôt du sédiment et de la diagenèse, et les conditions de pression et température, ou la nature des fluides saturant.

Ce constat est d'autant plus vrai si l'on considère les roches carbonatées, qui sont par nature des milieux hétérogènes par excellence. Elles sont constituées de nombreux éléments d'origine biologique ou chimique différents, et subissent généralement une diagenèse très intense en raison de la très grande sensibilité chimique des espèces minérales carbonatées (calcite, aragonite et dolomie). Les microstructures issues de tous ces mécanismes ont souvent un effet conjugué au sein d'une même roche, et modifient le milieu solide et poreux de manière irréversible. Il en résulte généralement un milieu d'une très grande complexité, lourd de conséquences pour les propriétés physiques de la roche, telles que la perméabilité, la conductivité électrique, la densité, ou l'élasticité [*Anselmetti and Eberli, 1993, 1999; Kenter et al., 1997, 2002, 2007; Assefa et al., 2003; Verwer et al., 2008; Weger et al., 2009*].

Les propriétés physiques des roches carbonatées sont également couplées de manière complexe avec le comportement mécanique. Par exemple, sous un chargement isotrope, l'altération de la roche est diffuse, et se traduit par un effondrement de la structure poreuse et une destruction des joints de grains et des grains eux-mêmes. Dans le cas d'un réservoir, l'extraction de pétrole ou de gaz entraîne une diminution de la pression interstielle, et par conséquent, augmente la pression effective appliquée sur la roche. Pour des réservoirs très poreux et peu consolidés, comme en mer du Nord, cette déplétion peut être suffisante pour atteindre la pression critique du début d'effondrement de la porosité. Cette destruction de la porosité entraîne une chute de la perméabilité et peut donc avoir une forte incidence en termes de production.

Les microstructures étant à l'origine de la très grande hétérogénéité des propriétés physiques observées dans les carbonates, quelle est leur influence sur le comportement mécanique des roches considérées? En particulier, Les ondes acoustiques sont, par nature, de petites perturbations mécaniques. Elles sont donc logiquement affectées par les différentes microstructures de la roche, ce qui se traduit par un très fort contraste des modules de compressibilité dynamiques. Comment se traduisent ces différences sur les modules de

compressibilité statiques des roches ?

Le lien entre **microstructures carbonatées - propriétés physiques - comportement mécanique** constitue le fil rouge de ce travail de thèse. Il s'appuie notamment sur deux exemples de réservoirs microporeux, dont l'étude fondamentale présente un regain d'intérêt du fait de l'importance accrue des réservoirs microporeux, notamment en mer du Nord ou au Moyen-Orient [*Japsen et al., 2004; Røgen et al., 2005; Fabricius et al., 2007; Gomesen et al., 2007; Richard et al., 2007; Fournier and Borgomano, 2009; Volery et al., 2010; Deville de Periere et al., 2011; Vanorio and Mavko 2011*]. Ils sont cependant très peu documentés et étudiés par rapport aux réservoirs plus conventionnels, du fait des forces de capillarités prépondérantes qui rendent la récupération très difficile [*Ehrenberg et al., 2008; Mallon and Swarbrick, 2008; Vanorio and Mavko, 2011*].

Un réservoir microporeux de subsurface : l'Oxfordien calcaire dans l'Est du Bassin de Paris

L'étude de cet aquifère s'intègre dans un vaste programme de reconnaissance géologique du site de Bure (département de la Meuse/Haute-Marne), dont un des objectifs est l'élaboration d'un modèle hydrogéologique des écoulements du secteur. En particulier, l'objet de cette étude est d'apporter une meilleure connaissance des propriétés physiques des carbonates de l'Oxfordien moyen et supérieur de l'Est du Bassin de Paris. Ces carbonates constituent la couverture sus-jacente à la couche-hôte argileuse du Callovo-Oxfordien susceptible d'accueillir les déchets radioactifs à haute activité (*HA*) et moyenne activité à vie longue (*MA – VL*). Cette série carbonatée (Jurassique Supérieur) présente de nombreux contrastes de porosité et de perméabilité et sept niveaux en particulier ont fourni des venues d'eau lors des différentes campagnes de forage effectuées sur le site ou dans la zone de transposition. Les propriétés physiques de ces formations calcaires régissent donc en grande partie les possibles circulations de fluides. Comprendre les paramètres qui contrôlent ces paramètres physiques constitue un enjeu scientifique essentiel à la compréhension du modèle hydrologique actuel du secteur.

Un réservoir microporeux analogue de surface : La formation de L'Oolithe Blanche dans l'Est du Bassin de Paris

Dans le bassin de Paris, les études précédemment menées et héritées de la recherche pétrolière ont permis la modélisation du remplissage et de l'évolution temporelle du bassin ainsi que la caractérisation des formations susceptibles d'être des lieux de stockage du

CO_2 et/ou d'exploitation pour la géothermie. À ce titre, la Formation de l'Oolithe Blanche (Jurassique moyen) du bassin de Paris est particulièrement intéressante car (1) elle est déjà utilisée en géothermie (secteur Val de Marne), (2) elle est exploitée comme gisement pétrolier, notamment sur le champ de Saint-Martin-de-Bossenay et (3) elle constitue une formation carbonatée potentielle pour le stockage du CO_2 [Brosse *et al.*, 2010]. Cependant, les premières études menées lors des recherches pour la géothermie ou pour le stockage ont négligé la complexité de cette formation, ce qui n'est pas sans incidences non seulement sur l'évaluation des volumes potentiels de stockage, mais également sur l'évolution du réservoir après l'injection du CO_2 [Kopp *et al.*, 2009]. De ce fait, l'apport d'un modèle mécanique pour l'Oolithe Blanche est essentiel à la compréhension globale de cet aquifère salin.

Le présent travail est articulé en trois parties. La deuxième partie fait le point sur les relations connues entre microstructures et propriétés physiques des roches carbonatées, via une étude exhaustive des revues et articles spécialisés, des études de laboratoire aux modèles analytiques. Une troisième partie concerne essentiellement l'étude des propriétés physiques de l'Oxfordien calcaire et plus généralement des propriétés physiques des roches carbonatées microporeuses. La quatrième partie s'intéresse au comportement mécanique de l'Oolithe Blanche et tente de faire le lien avec la microstructure.

Deuxième partie

Les microstructures carbonatées en physique des roches

1	Introduction : Les systèmes carbonatés	8
1.1	Les classifications de la porosité et leurs limites	9
1.1.1	La classification de Choquette & Pray [1970]	9
1.1.2	Les classifications de Lucia - Lønøy	10
2	Microstructures et propriétés physiques	14
2.1	Microstructures et propriétés acoustiques	15
2.1.1	Influence de la porosité	16
2.1.2	L'effet de la minéralogie et des lithologies carbonatées	21
2.1.3	Le rôle des ciments	23
2.2	Microstructures et propriétés de transport	25
2.2.1	Rappels théoriques	26
2.2.2	Porosité - Perméabilité	27
2.2.3	Porosité - Conductivité électrique	29
2.2.4	Perméabilité et conductivité électrique	30
2.2.5	Le rôle des ciments	31
3	L'apport des modèles à la compréhension des microstructures	34
3.1	Propagation des ondes : les modèles empiriques	34
3.2	Les modèles élastiques	35
3.2.1	Les modèles d'inclusions	35
3.2.2	Les modèles granulaires	36
3.3	Les modèles d'écoulement de fluides	39

4	La poroélasticité : théorie et équations de Biot-Gassmann	42
4.1	Domaine fréquentiel et dispersion des vitesses d'ondes élastiques	42
4.2	Mécanisme de dispersion : le <i>global flow</i>	43
4.3	Mécanisme de dispersion : le <i>squirt flow</i>	43
4.4	Des basses fréquences aux hautes fréquences	43

De par leur composition, les roches carbonatées sont de nature très complexes. Elles sont constituées de nombreux éléments d'origine biologique ou chimique différents, et subissent généralement une diagenèse très intense en raison de la très grande sensibilité chimique de la calcite et de l'aragonite. La classification retenue pour ce travail de thèse, et la plus utilisée dans le monde de la géologie des carbonates, est celle proposée par *Dunham [1964]* (Figure 1).

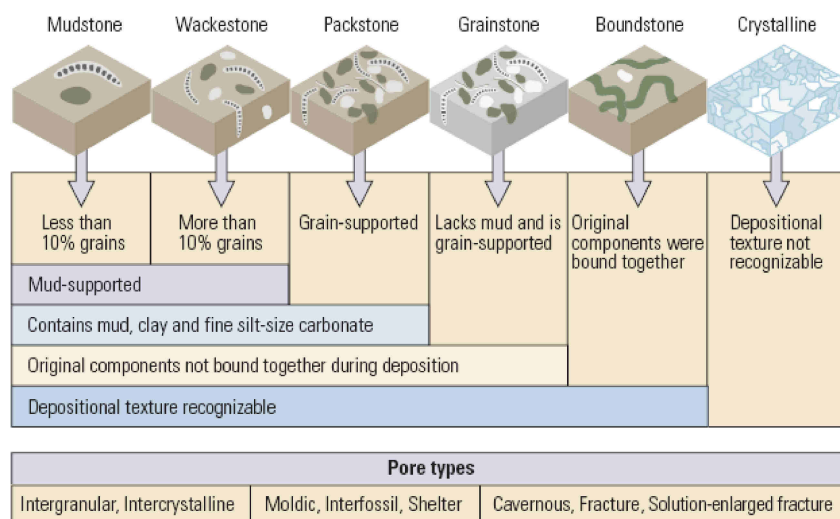


FIGURE 1 – Classification des roches carbonatées selon Dunham [1964] et principaux types de pores associés.

Elle est fondée sur la notion de texture carbonatée et s'intéresse à l'agencement spatial des grains (jointifs, non-jointifs) et à la nature de la phase de liaison (ciment, matrice). La notion de tri est très subjective dans les carbonates, les agents de transport étant quasi-absents lors de leur genèse, à l'exception des environnements sédimentaires subissant l'influence de la houle ou des marées (plages, barrières, ou shoals oolithique). Les microstructures car-

bonatées sont ainsi de nature, de taille et de forme très variées et regroupent à la fois les grains, les ciments, et les pores. La diagenèse des carbonates implique plusieurs processus physico-chimiques différents (cristallisation, dissolution, néoformation, ...) qui apparaissent aussi bien durant les premiers stades de recouvrement sédimentaire, que durant l'enfouissement ou l'exhumation des séries carbonatées. La diagenèse est responsable des plus grandes modifications liées au réseau poreux d'une roche carbonatée. On distingue ainsi la porosité primaire, qui peut atteindre 50% à 70% lors du dépôt du sédiment, de la porosité secondaire qui représente la porosité créée durant les processus diagénétiques. Parmi tous les processus, celui de cimentation est le plus commun et est très souvent responsable d'une poronécrose très intense au sein de la roche. Le volume total de ciment dans les formations carbonatées très anciennes est souvent très proche ou plus important que le volume initial de sédiment [Moore, 2001]. Au contraire, la dissolution ou la stabilisation minéralogique des espèces minérales carbonatées sont responsables d'une importante porogenèse au sein de la roche. Ces processus ont souvent un effet conjugué au sein d'une même roche, et modifient le milieu poreux de manière irréversible. Il en résulte généralement un espace poral d'une très grande complexité, lourd de conséquences pour les propriétés physiques de la roche, telles que la perméabilité, la conductivité électrique, la densité, l'élasticité, ...

1.1 Les classifications de la porosité et leurs limites

Pratiquement toutes les propriétés physiques des roches dépendent des microstructures de porosité. De ce fait, une connaissance parfaite de la distribution des vides dans une roche serait idéale à la compréhension de nombreux processus. Il est clair que cette information détaillée n'est que partiellement accessible, et c'est la raison pour laquelle plusieurs travaux de caractérisation minutieuse de la porosité ont vu le jour au cours des 40 dernières années. De nombreux travaux de recherche sur l'espace poral (*pore space*) dans les roches carbonatées ont montré qu'il peut être défini et classifié en termes de fabriques sédimentaire (*rock fabrics*) et de propriétés pétrophysiques [Lucia, 2007, Zinszner et Pellerin, 2007]. Les types de pores ainsi définis peuvent être intergranulaires, intercristallins, moldiques, intrafossiles, caverneux, dans les fractures, etc... [Archie, 1952, Choquette et Pray, 1970, Lucia, 1983].

1.1.1 La classification de Choquette & Pray [1970]

Cette classification est la plus largement répandue et utilisée par les pétrographes pour caractériser l'espace poreux des roches carbonatées (Figure 2). Elle repose essentiellement sur la fabrique sédimentaire (*rock-fabric*) et permet d'intégrer les notions d'environnement de dépôts et de diagenèse à travers les différents types de pores existants (Tableau 1). Les sept premiers sont relativement communs et sont observés dans la plupart des roches
















FABRIC SELECTIVE			NOT FABRIC SELECTIVE			
PRIMARY		INTERPARTICLE	BP		FRACTURE	FR
		INTRAPARTICLE	WP		CHANNEL*	CH
		FENESTRAL	FE		VUG*	VUG
		SHELTER	SH		CAVERN*	CV
		GROWTH-FRAMEWORK	GF	*Cavern applies to man-sized or larger pores of channel or vug shapes.		
SECONDARY		INTERCRYSTAL	BC			
		MOLDIC	MO			
FABRIC SELECTIVE OR NOT						
						
BRECCIA BR		BORING BO		BURROW BU		SHRINKAGE SK

FIGURE 2 – Classification de la porosité dans les carbonates définie par Choquette & Pray [1970].

carbonatées et dans des proportions souvent importantes. Cette classification divise les espaces poreux en 2 classes majeures : (1) *fabric-selective* et (2) *non fabric-selective*. L'inconvénient de cette hiérarchisation est qu'elle regroupe certains types de pores (moldique et intergranulaire par exemple) dans la catégorie *fabric-selective*, qui sont très souvent des types de pores largement répandus et ayant des propriétés pétrophysiques complètement différentes. Cette classification est donc surtout idéale pour prédire l'évolution de la porosité totale d'une roche au cours du temps, et à l'échelle d'un réservoir ou d'un bassin sédimentaire. Cependant, elle se retrouve rapidement très limitée parce qu'il n'existe que très rarement des relations directes et systématiques entre la texture initiale d'une roche carbonatée et les valeurs de porosité [Lucia, 2007]. Par exemple, un mudstone microporeux peut avoir la même porosité totale qu'un grainstone faiblement cimenté [Brigaud, 2009]. De plus, la classification de Choquette & Pray [1970] n'intègre à aucun moment la notion d'écoulement de fluide, qui est directement liée à la géométrie des pores et leur degré de connectivité.

1.1.2 Les classifications de Lucia - Lønøy

C'est dans cette optique que furent développées les classifications de Lucia [1983, 1995, 1999 & 2007] puis de Lønøy [2006], qui sont très largement utilisées en physique des roches et en ingénierie réservoir. Elles tentent de représenter les propriétés d'écoulement des roches carbonatées à plusieurs échelles (microscopique à décimétrique) via une large gamme de types de pores qui intègre géométrie, taille et connectivité de l'espace poreux (Figure 3).

Porosité	Caractéristiques générales	Origine
Interparticulaire	Pores entre des éléments de taille et de formes irrégulières	Principalement sédimentaire, Dissolution sélective
Intercristalline	Pores entre des éléments de taille et de formes régulières	Sédimentaire et diagénétique
Intraparticulaire	Pores présents dans les éléments, commun dans les carbonates très bien préservés.	Principalement sédimentaire, Dissolution sélective
Moldique	Formés par dissolution intégrale ou partielle des éléments constitutifs (minéralogie aragonitique)	Strictement diagénétique
Fenestrée	Pores interparticulaires, arrondis et plus larges que les éléments constitutifs	Sédimentaire et diagénétique, généralement formés par rétention de gaz
Abritée (Shelter)	Pores primaires, très larges, non cimentés car non accessibles par les fluides	Sédimentaire, porosité primaire
« Bioconstruite »	Pores primaires liés à la croissance d'individus organiques (stromatolithes, coraux, ...)	Sédimentaire, porosité primaire
Fracture	Porosité de fracture, évolue en brèche, importante pour la perméabilité	Tectonique, collapse par gravité ou dissolution
Channel	Pores irréguliers à très forte elongation ou continuité en 1D	Diagénétique, dissolution
Vug	Pores irréguliers isolés, poche de dissolution	Diagénétique, dissolution
Cavern	Larges proches de dissolution, Karst	Diagénétique, dissolution intense et de grande extension
Boring	Pores formés par des organismes dans un sédiment non induré	Sédimentaire, syn-dépôt
Burrow	Pores formés par des organismes dans un sédiment induré	Sédimentaire, post-dépôt

Tableau 1 – Caractéristiques principales des structures de porosité et leur origine. Modifié d'après Choquette & Pray [1970].

Bien que plus efficaces (Tableau 2) que la classification naturaliste de *Choquette & Pray [1970]*, ces classifications “pétrophysiques” ne sont pas “optimales” et échouent très souvent à intégrer à la fois l’histoire sédimentaire d’une roche, son évolution diagénétique, et les propriétés de transport qui en résultent. La raison à cela est que les relations porosité/perméabilité sont très mal définies et très diversifiées dans les carbonates. Une relation simple et directe reliant texture-perméabilité et porosité est souvent impossible à mettre en évidence sur un jeu de données important [*Zinszner et Pellerin, 2007*]. La principale cause de cette diversité est la variabilité des types de pores dans une même texture (par exemple, un grainstone cimenté ou un grainstone à macroporosité connectée). Pour illustrer cette difficulté, les mesures de ϕ -K de l’Oxfordien calcaire de l’Est du Bassin de Paris (cf. Partie III de ce manuscrit) sont reportées dans l’abaque synthétique de *Nurmi [1986]*. Cet

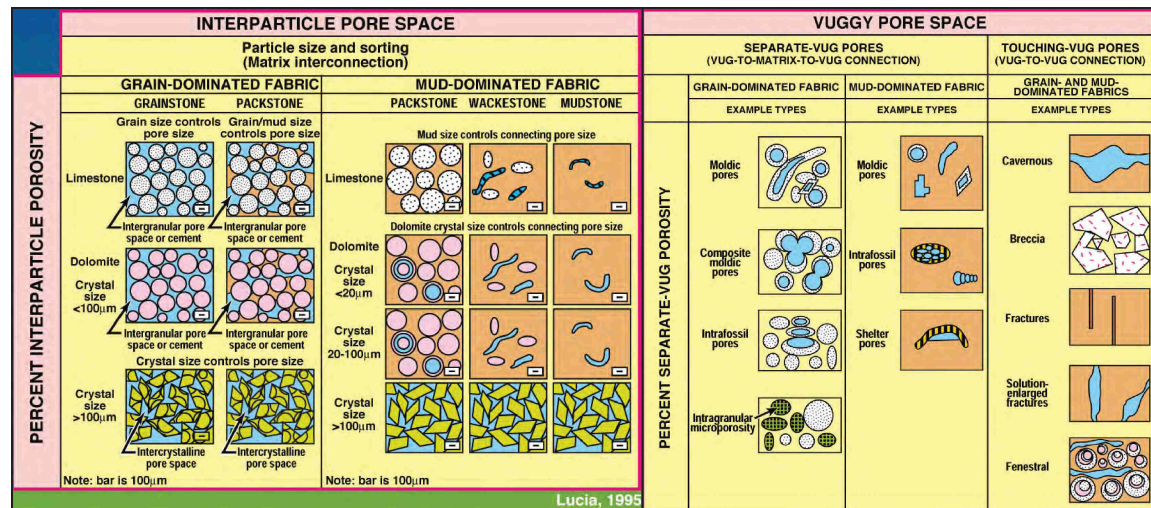


FIGURE 3 – Classification pétrographique et pétrophysique de la porosité dans les carbonates définie par Lucia [1995].

Porosité dominante	R^2
Lucia [1983, 1995 & 1999]	
<i>Interparticulaire, type III</i>	0,68
<i>Interparticulaire, type II</i>	0,62
<i>Interparticulaire, type I</i>	0,69
<i>Vuggy, isolé</i>	0,86
<i>Vuggy, connecté</i>	0,45
Choquette & Pray [1970]	
<i>Interparticulaire</i>	0,70
<i>Inter cristalline</i>	0,50
<i>Moldique</i>	0,88
<i>Intraparticulaire</i>	0,86
<i>Vuggy</i>	0,50

Tableau 2 – Coefficients de détermination R^2 des relations $\phi - K$ pour les éléments de classification de Lucia [1983, 1995 & 1999] et de Choquette & Pray [1970].

abaque caractérise plusieurs domaines de porosité et de perméabilité pour différents types de roches carbonatées (Figure 4) :

- (I) Mudstone/wackestone
- (II) Craie avec diamètre de pores inférieurs à $1 \mu\text{m}$
- (III) Packstone
- (IV) Grainstone à porosité moldique
- (V) Grainstone à allochems de tailles diverses ($100 \mu\text{m}$ à $500 \mu\text{m}$)

La plupart de nos mesures se placent dans les zones I et II (mudstone-wackestone-cocolith chalk) définies par *Nurmi [1986]*, alors que les textures des échantillons varient du mudstone au boundstone. Dans le détail, ce sont des diminutions des valeurs de perméabilité de

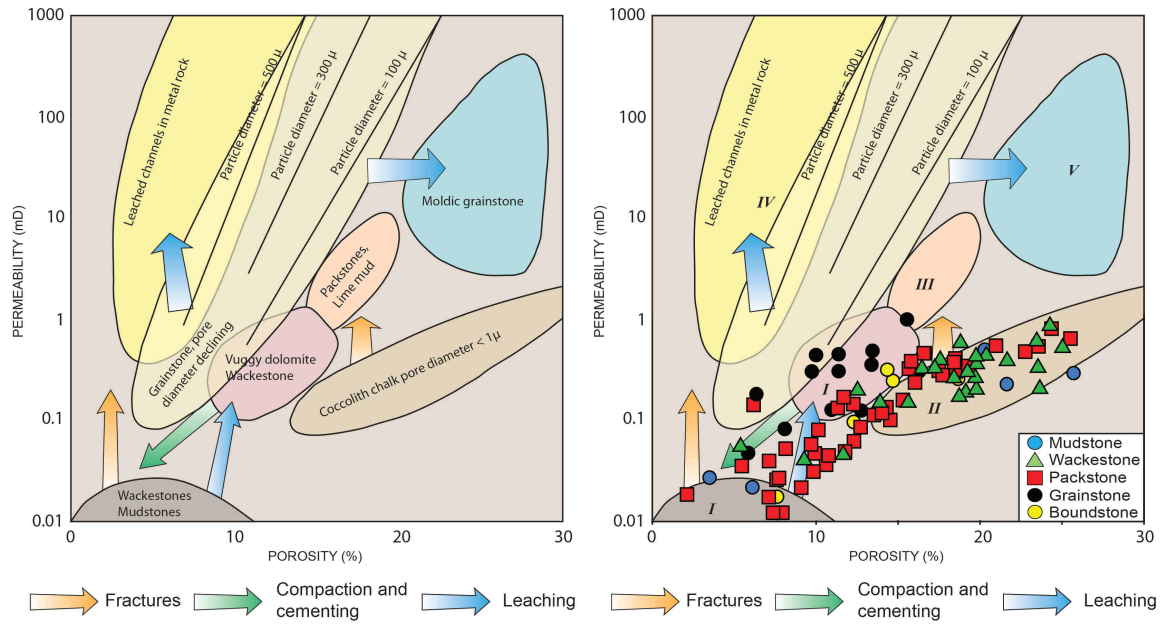


FIGURE 4 – Abaque de Nurmi [1986], définissant différents espaces de porosité-perméabilité pour plusieurs textures carbonatées. Les $\phi - K$ mesurées sur les 112 échantillons du forage Andra EST205 sont reportées dans cet abaque.

plusieurs ordres de grandeur. Ces différents éléments de réflexion montrent que la texture de la roche n'est pas le paramètre clé à la compréhension générale d'une roche ou d'un système carbonaté en termes de propriétés d'écoulement.

En physique des roches, le terme microstructure fait référence aux constituants ou parties intégrantes de la structure de la roche étudiée. Dans le cas des carbonates, deux échelles d'observation doivent être prises en compte, l'échelle microscopique et l'échelle nanoscopique (Figure 5).

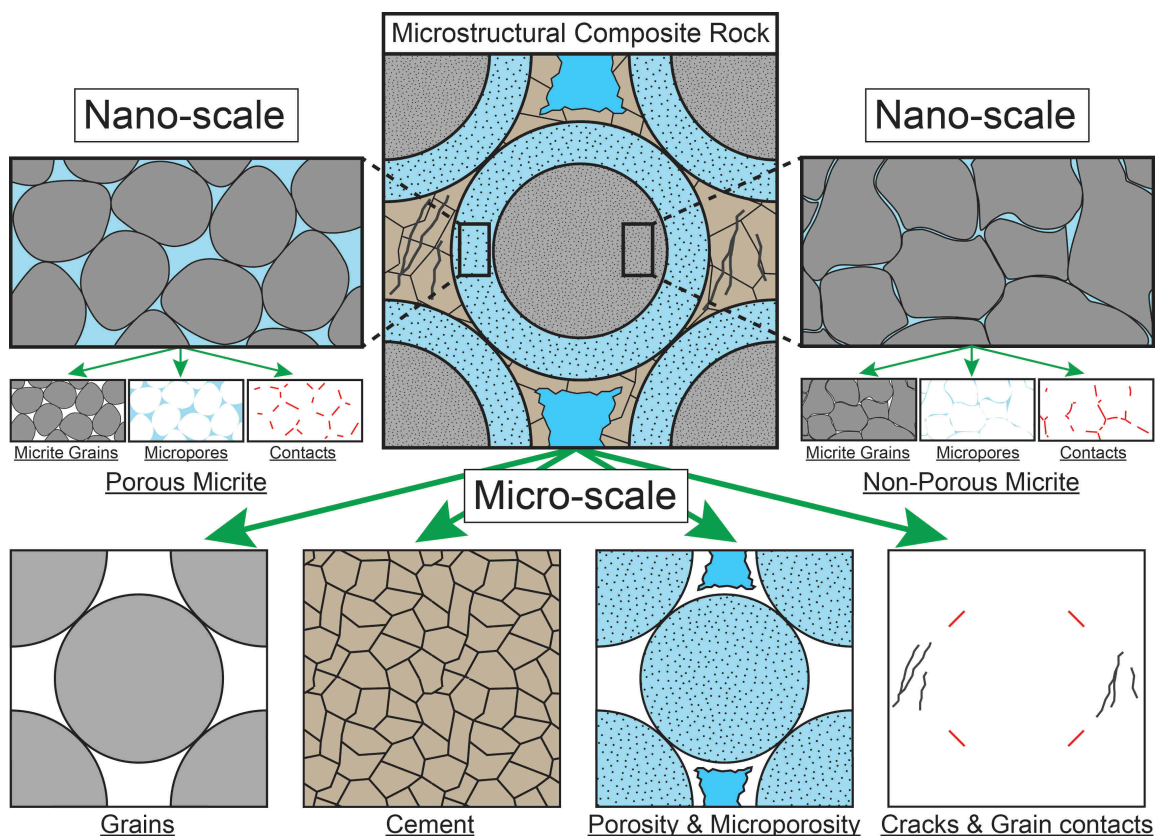


FIGURE 5 – Microstructures constituantes des roches carbonatées à l'échelle micro et nanoscopique.

Ces constituants peuvent être : les grains (forme, taille, orientation), la phase de liant (ciment ou matrice), les structures de porosité (macroporosité ou microporosité, distribution spatiale des pores et géométrie du réseau poreux), les cracks et microcracks, et la nature

des contacts interparticulaires (réguliers, ponctuels, ...). Cette hétérogénéité microscopique induit un comportement physique macroscopique complexe et sensible à de faibles variations de la structure solide. De ce constat vient l'importance donnée à certains paramètres physiques mesurables qui contiennent l'essentiel de l'information microstructurale. Cette information peut être obtenue via les propriétés acoustiques de la roche et les propriétés de transport. De manière générale, les propriétés acoustiques (vitesses des ondes P & S, atténuation, ...) d'une roche sont largement contrôlées par les contacts entre ses éléments constitutifs, tandis que les propriétés de transport (perméabilité, conductivité électrique, ...) sont davantage sensibles à la géométrie des pores et à l'architecture du réseau poreux (connectivité, tortuosité) [David, 1998]. Jusqu'à aujourd'hui, et malgré les très nombreuses publications sur ce sujet, seuls quelques travaux de compilation générale sur tous les facteurs de contrôle ont été réalisés. Les paragraphes suivants tentent de remédier à ce manque en proposant une étude exhaustive des articles et ouvrages spécialisés. Les effets liés à la température, la pression, la fréquence et à la nature du fluide saturant ne seront pas traités ici, tant ils dépendent davantage des conditions du milieu et de la mesure que des propriétés intrinsèques de la roche.

2.1 Microstructures et propriétés acoustiques

L'avènement de la stratigraphie séquentielle et le regain pour l'exploration pétrolière dans les années 70-90, ont rendu possible de nombreuses investigations géologiques s'appuyant notamment sur des forages et des mesures géophysiques. Compte tenu de l'importance prise par cette prospection, la compréhension des propriétés acoustiques des roches est essentielle à l'interprétation des réflecteurs sismiques, diagraphies, et des données de vitesse mesurées en laboratoire. Les ondes acoustiques sont, par nature, de petites perturbations mécaniques. Elles sont donc logiquement affectées par les différentes microstructures de la roche et par les processus de déformation. Les méthodes de mesures en laboratoire utilisant les ondes élastiques sont particulièrement intéressantes car, par définition, les phénomènes impliqués sont des phénomènes de propagation analogues à ceux de l'exploration sismique. Seul le domaine fréquentiel change (50 Hz en sismique, 10 kHz en diagraphie, et 1 MHz en laboratoire) ce qui rend les longueurs d'onde et les domaines investigués très différents. Ces trois signaux ne sont donc pas sensibles aux mêmes hétérogénéités et l'extrapolation des données obtenues en laboratoire à l'échelle du terrain devient un problème délicat. Dans ce travail, les domaines de fréquence considérés sont ceux de la diagraphie (*sonic*) et de la mesure en laboratoire.

2.1.1 Influence de la porosité

La porosité est le facteur de contrôle prépondérant des vitesses acoustiques dans les roches sédimentaires. La relation classiquement admise et relativement bien documentée est une diminution progressive des vitesses des ondes P et S lorsque la porosité totale augmente [Mavko et al. 2009]. Cette relation est rarement linéaire et est plutôt caractérisée par une fonction concave (*concave upward evolution*) comme le montre la compilation réalisée par Verwer [2008] (Figure 6).

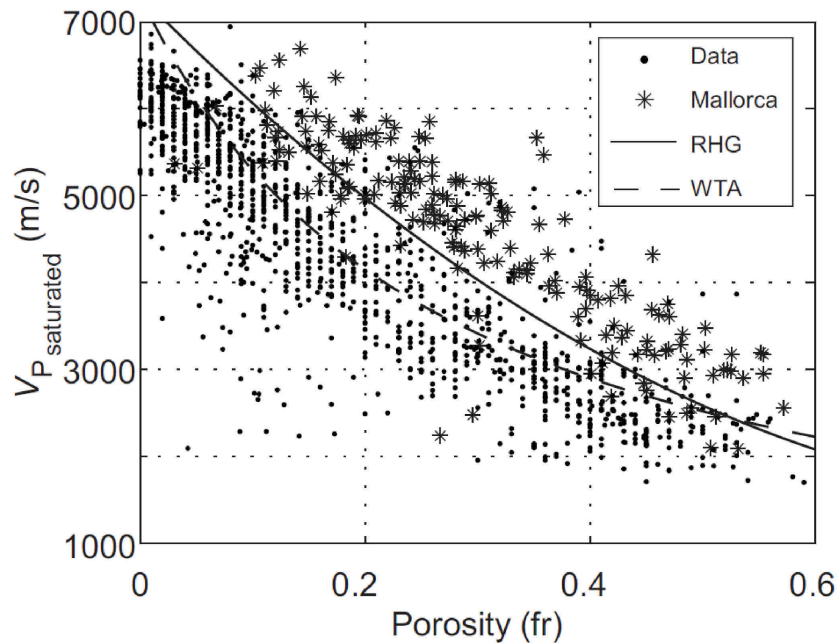


FIGURE 6 – Compilation de données poro-acoustiques de Verwer et al. [2008]. Elles regroupent à la fois des données issues de mesures en laboratoire et issues de diagraphies. *RHG* et *WTA* sont respectivement les droites issues des équations de moyenne temporelle de Raymer [1980] et Wyllie [1956].

Ce type de représentation $V_P = f(\phi)$ est très courant et permet de mettre en évidence l'effet produit par les microstructures carbonatées à savoir la très grande dispersion des vitesses acoustiques pour une porosité donnée. Cet effet est d'autant plus visible sur un jeu de données important et diversifié. Cette dispersion observée sur les mesures de vitesse est très largement portée par les différentes géométries de pores (porosité équante ou compressible), et dans une moindre mesure par les fluides saturants (si l'on considère des mesures en régime saturé, comme c'est le cas pour les diagraphies sismiques) et les autres microstructures. Une synthèse récapitulant l'effet théorique de chaque géométrie de pore selon la définition de Choquette & Pray [1970] a été proposée par Wang [1997] (Tableau 3).

En pratique, mettre en évidence l'effet d'une géométrie de pore sur les vitesses d'onde P ou S n'est pas travail aisé tant la cohabitation entre plusieurs formes est chose courante au sein d'une même roche carbonatée. Eberli et al. [2003] et l'étude intégrée sur le puits ODP-

Porosité	Caractéristiques générales	Conséquence pour V_p et V_s
Interparticulaire Intercristalline	Grande surface spécifique, forme irrégulière et angulaire	Diminution de V_p et V_s
Intraparticulaire Moldique	Petite surface spécifique, forme arrondie ou subarrondie, contour très rigide	Augmentation de V_p et V_s
Fenestrée	Forme arrondie, lenticulaire ou irrégulière (intercristalline)	Diminution de V_p et V_s
Fracture	Forme variable, roche plus compliant dans la direction de propagation de l'onde	Dépend de la direction de propagation, relié à l'anisotropie
Channel	Facile à déformer (très grand facteur de forme (<i>aspect ratio</i>), spécifiquement lors dérivé d'une fracture par dissolution)	Diminution de V_p et V_s
Vug	Pores sphérique, petite surface spécifique, contour rigide	Augmentation de V_p et V_s

Tableau 3 – Les différents types de pores définis par Choquette & Pray [1970] et leur effet sur les vitesses de propagation d'ondes P & S. Modifié d'après Wang [1997].

133 de la Great Bahama Bank des Caraïbes reste à ce jour une référence. Ces formations carbonatées étant jeunes (Miocène-Pliocène), elles n'ont subi qu'une diagenèse réduite où la porosité primaire et sa géométrie est relativement bien conservée et très similaire d'un pore à l'autre. *Eberli et al. [2003]* reconnaissent l'effet de cinq catégories de pores (*sensu Lucia [1983, 1995, & 1999]*) sur un crossplot ϕ - V_P (Figure 7) :

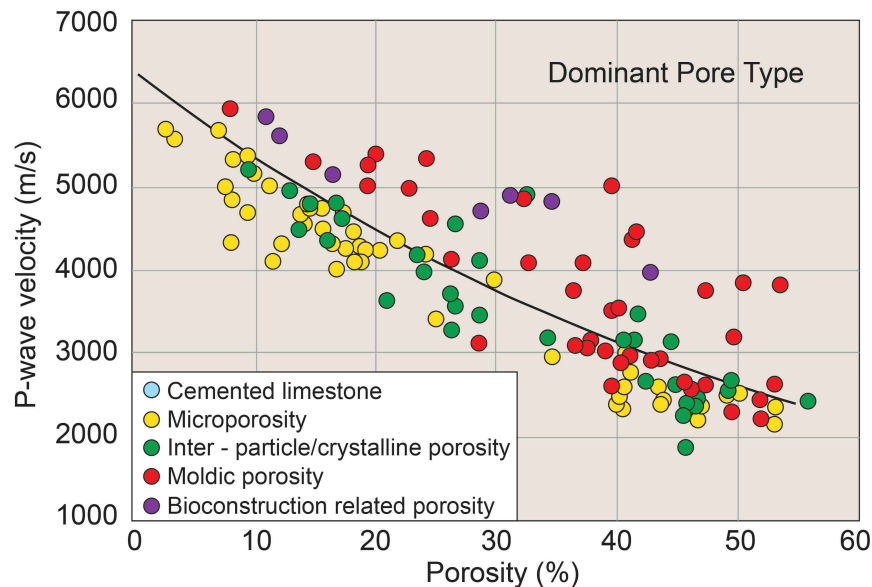


FIGURE 7 – Données de porosité et de vitesse d'onde P de la Great Bahama Bank. Les différents types de pore sont responsables de la très large dispersion des valeurs de vitesse à des porosités similaires. Modifié d'après Eberli et al. [2003].

- Les porosités interparticulaires et intercrystallines ne peuvent être discernées sur la simple base des V_P . Dans les deux cas, la fabrique sédimentaire (rock fabric) consiste en un assemblage d'éléments avec de très faibles proportions de ciment ou

- de matrice. Cette accumulation peu cohésive de grains ou de cristaux est caractérisée par des vitesses d'onde P relativement faibles.
- La porosité moldique se développe durant les premiers stades diagénétiques par simple dissolution préférentielle de grains aragonitiques (phase carbonatée métastable). Cette dissolution crée un réseau sparitique très dense et continu qui favorise les propagations d'ondes. Ainsi, des carbonates avec une porosité moldique totale de 50% peuvent avoir des vitesses comprises entre 4000 m/s et 5000 m/s ce qui est anormalement haut pour de telles valeurs de porosité. Cette observation est d'autant plus valable si les pores moldiques sont de grande taille. Les vitesses d'onde acoustique pour les roches avec de petits pores moldiques seront quant à elles bien prédites par les équations de moyenne temporelle de *Wyllie [1956]*. La différence de taille entre les pores moldiques se traduit donc par une très forte dispersion des valeurs de vitesse sur un crossplot ϕ - V_P .
 - La porosité créée lors de la croissance d'individus organiques (*intraframe porosity* ou *growth-framework porosity*) se retrouve habituellement dans les textures carbonatées de type framestone ou boundstone. Ces pores se retrouvent donc comme “prisonniers” d'une structure souvent cristalline et continue, et ont une signature acoustique très similaire à celle des pores moldiques de grande taille.
 - La microporosité concerne les pores de taille inférieure à 10 μm (*sensu Lønøy [2006]*) et semble suivre les mêmes tendances que les porosités interparticulaires et intercristallines, c'est-à-dire des vitesses relativement faibles par rapport aux autres géométries de pores et pour une valeur de porosité donnée. Cependant ces microstructures de porosité dépendent très fortement de la morphologie et de la taille des particules de micrite (*microcrystalline calcite*, *Folk [1962]*). L'effet de telles structures sur les propriétés acoustiques des carbonates est très peu documenté, hormis certaines études menées sur les formations de craie de la Mer du Nord [*Japsen et al. 2004*; *Røgen et al. 2005*; *Fabricius et al. 2007*; *Gommessen et al. 2007*] et sur les faciès granulaires micritiques de l'Urgonien (Crétacé inférieur) du Sud de la France [*Fournier & Borgomano 2009*]. La dispersion observée des vitesses dans ces carbonates fins est généralement très faible, et la relation ϕ - V_P très linéaire.

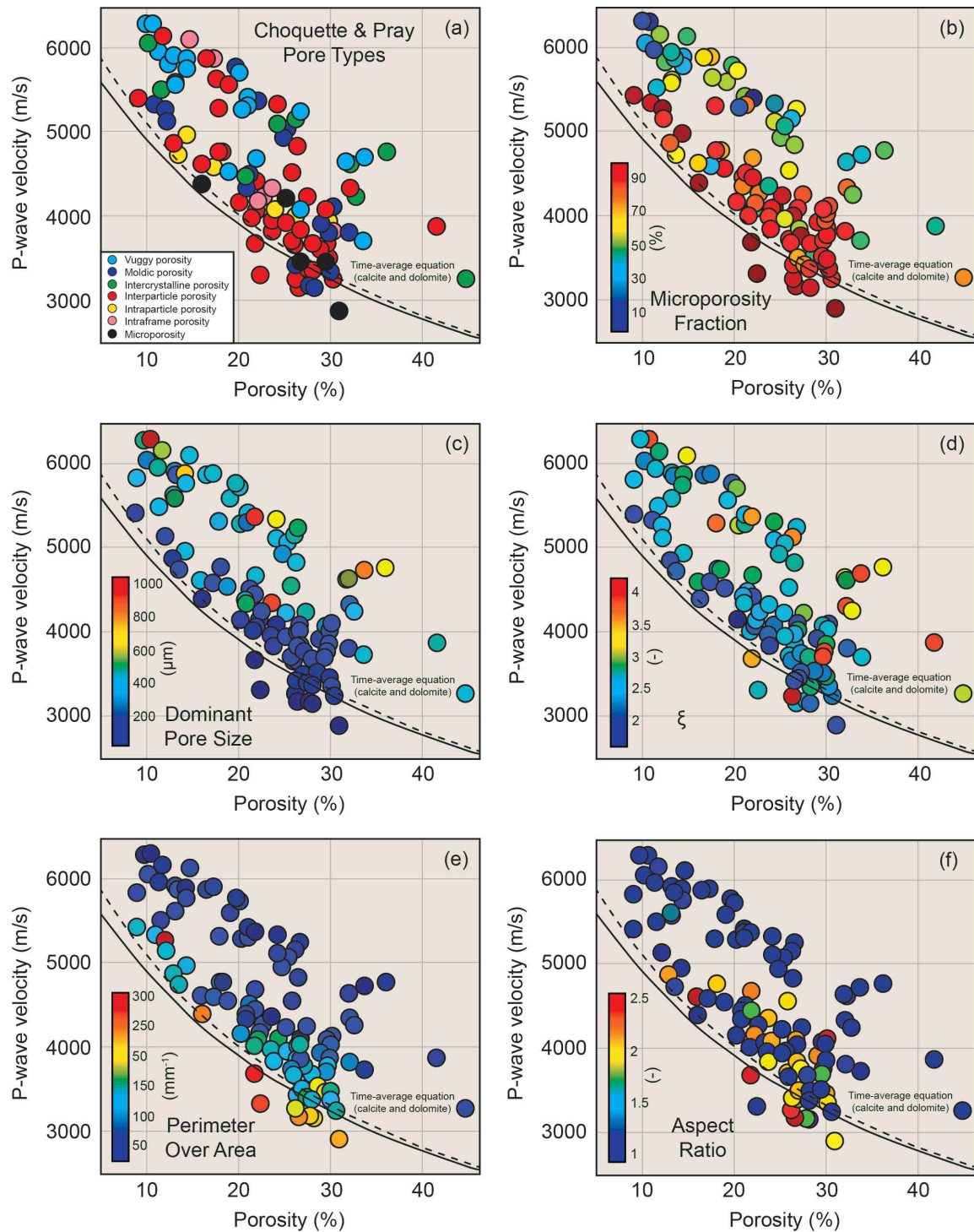


FIGURE 8 – Influence de la proportion de microporosité (%), de la taille moyenne des pores (DomSize), leur arrondi (ξ), la surface spécifique moyenne des pores (PoA) et leur aspect ratio, sur les valeurs de V_p . Modifié d'après Weger et al. [2009].

Ces cinq types de pores et leurs effets sur les propriétés acoustiques sont issus des classifications présentées précédemment et sont utilisés pour relier et comprendre les paramètres ϕ - V_P . Ils restent néanmoins très descriptifs, et donc très limités. Ils ne représentent à aucun moment un facteur géométrique quantitatif, auquel sont si sensibles les propagations d'ondes P et S. *Weger et al. [2009]* propose une approche quantitative basée sur l'analyse d'image de laquelle sont extrait plusieurs paramètres 2D comme la taille, l'arrondi (ξ), l'aspect ratio, et la complexité du réseau poreux (*Perimeter over Area (PoA)*, qui est l'équivalent 2D de la surface spécifique). Un *PoA* élevé représente un milieu poreux très complexe avec une très grande surface spécifique. Ces paramètres indépendants sont tous hautement significatifs et expliquent les relations ϕ - V_P avec un coefficient de détermination R^2 moyen de 0,85 (Figure 8), à l'exception de l'arrondi des pores (ξ) dont l'effet semble moins évident.

Les géométries de pore définies par *Choquette & Pray [1970]* sont ici inefficaces et ne parviennent pas à expliquer les relations ϕ - V_P observées. Enfin, il n'est pas rare de retrouver associées une macroporosité et une microporosité au sein d'une même roche carbonatée. Les pores de taille inférieure à $10\ \mu\text{m}$ (*sensu Lønøy [2006]*) sont considérés comme faisant partie de la microporosité. Dans ce cas précis, c'est le rapport macro/microporosité qui sera déterminant comme démontré par *Baechle et al. [2008]* (Figure 9). Plus la proportion de microporosité est importante, plus les vitesses d'ondes P seront faibles.

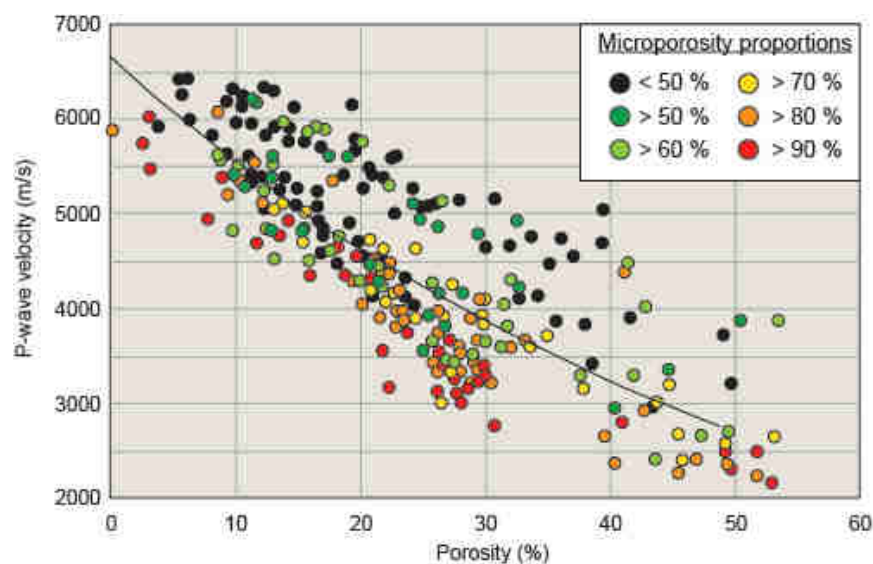


FIGURE 9 – Données de porosité et de vitesse d'onde P issues de la compilation de Baechle et al. [2008] (modifié). Cette représentation illustre bien le rôle de la microporosité sur les vitesses de propagation d'ondes P.

Les autres types de pores et leurs effets sur les vitesses de propagation d'onde n'ont pour le moment fait l'objet d'aucune étude approfondie. L'échelle d'observation de ces pores dépasse très souvent la taille des échantillons utilisés pour les mesures en laboratoire. C'est

notamment le cas de la porosité de type channel, vug et fracture (selon *Choquette & Pray [1970]*) dont les effets sont surtout observés à l'échelle pluri-décimétrique ou métrique et donc à des fréquences de mesure différentes.

2.1.2 L'effet de la minéralogie et des lithologies carbonatées

La lithologie est un facteur déterminant en ce qui concerne les vitesses V_P et V_S . Les roches carbonatées peuvent avoir des compositions minéralogiques variables. Le carbonate de calcium [$CaCO_3$], largement majoritaire, se retrouve très souvent associé à des minéraux d'origine détritique comme les argiles (marnes et calcaires argileux) ou le quartz/feldspath (calcarénites). Les travaux fondateurs de *Rafavich et al. [1984]*, puis d'*Eberli et al. [1993]*, *Anselmetti et al. [1997]* et plus récemment la compilation de *Kenter et al. [2007]* ont mis en évidence les proportions en éléments insolubles dans les roches carbonatées ont une forte influence sur le paramètre V_P . Le rapport V_P/V_S est également intéressant du point de vue lithologie car il ne dépend que de ν , le coefficient de Poisson du minéral, si le milieu est isotrope. En effet, le quartz et la calcite ont des valeurs de ν très différentes [*Guéguen & Palciauskas, 1992*]. Lorsque la concentration en éléments d'origine détritique est inférieure à 5%, l'effet sur les vitesses des ondes P et S est quasi-nulle (Figure 10).

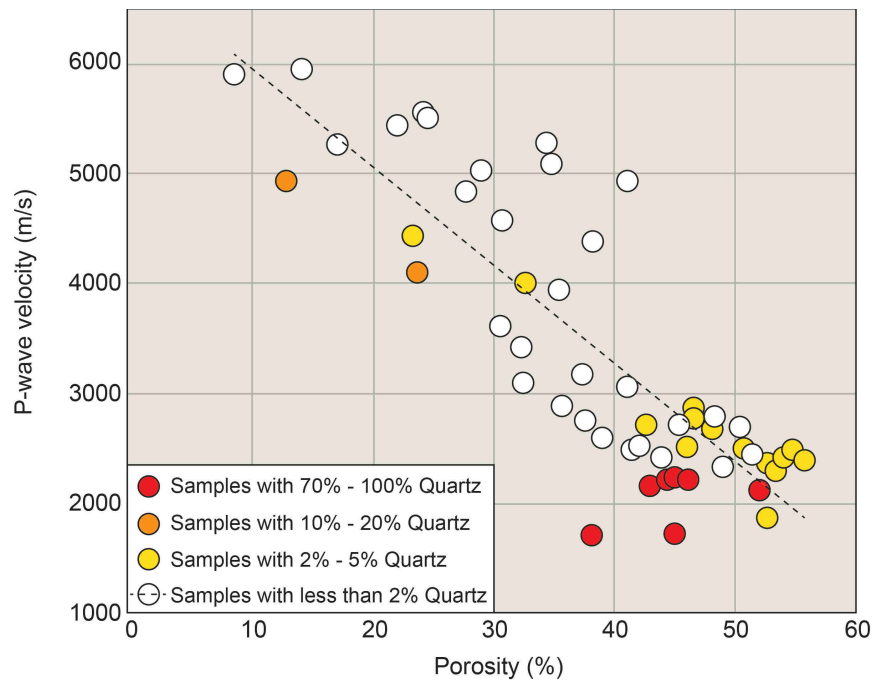


FIGURE 10 – Influence des proportions de quartz sur les vitesses d'ondes P dans les carbonates. Modifié d'après Anselmetti et al. [1997].

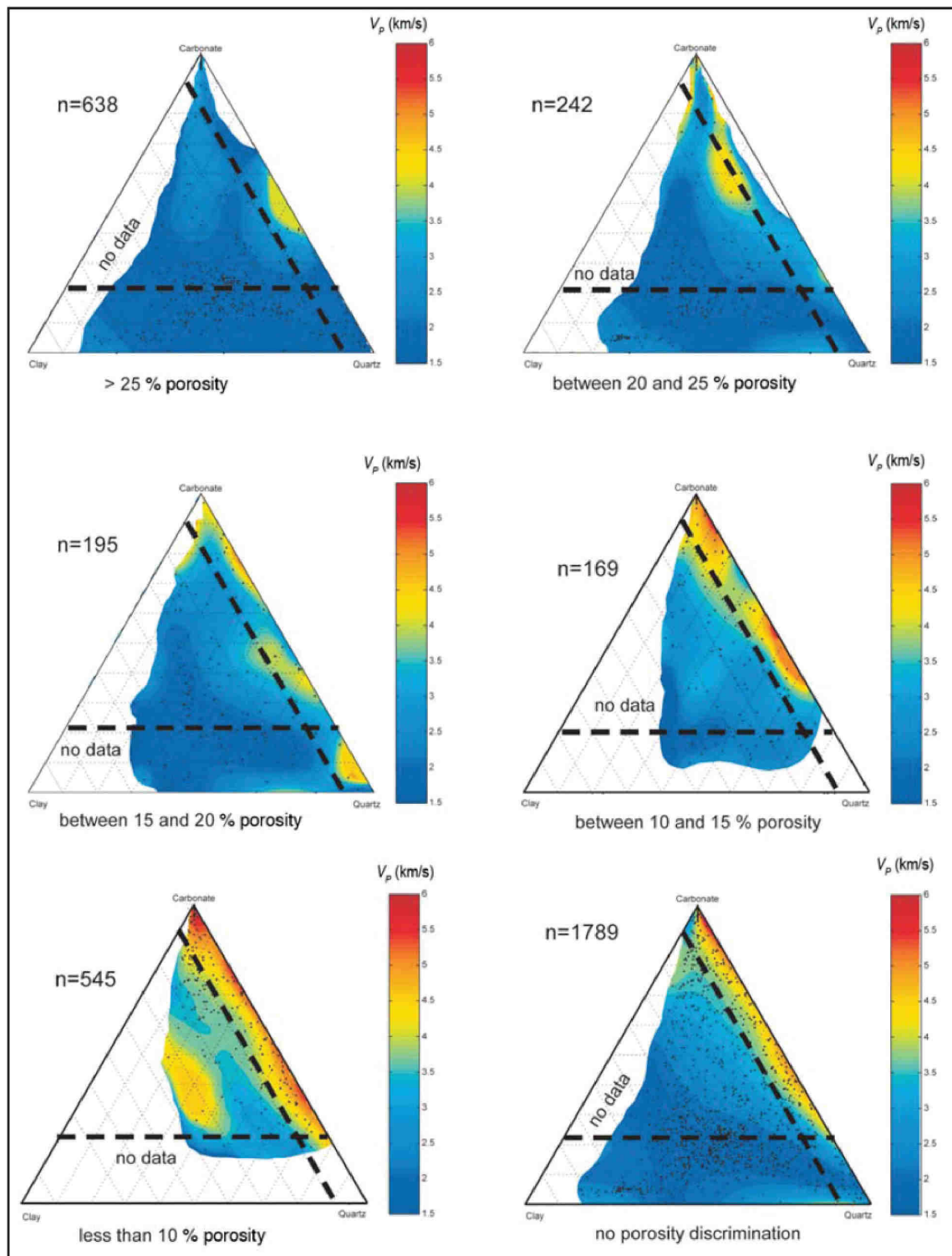


FIGURE 11 – Influence de la minéralogie (carbonate, argile et quartz) sur les vitesses de propagation des ondes P. Les valeurs seuils (22% pour les carbonates et 8% pour les argiles) correspondent aux traits en pointillés. Modifié d'après Kenter et al. [2007].

Passé ce seuil les éléments insolubles (quartz, argiles) vont progressivement diminuer les vitesses des ondes acoustiques ainsi que la dispersion associée. Il en résulte généralement des tendances ϕ - V_P beaucoup plus linéaires. *Kenter et al. [2007]* met en évidence sur un très large jeu de données une valeur seuil de proportion en carbonate (22%) et en argile (8%) au-delà desquelles les vitesses de propagation des ondes P sont respectivement fortes et faibles (Figure 11).

Cet effet est d'autant plus efficace que les porosités sont faibles. Concernant l'influence des autres espèces minérales carbonatées, comme la dolomie par exemple, elles n'ont qu'une influence très faible sur les vitesses acoustiques. La vitesse des ondes P dans la calcite est assez proche de celle de la dolomie (6500 m/s contre 7300 m/s, respectivement). La vitesse des ondes dépendent beaucoup plus du type de dolomie présent dans la roche, qui modifiera de manière plus ou moins importante la forme des pores, et donc leur compressibilité. Une dolomitisation intense mais éparse aura pour conséquence une roche très cimentée et dense, caractérisée par des vitesses acoustiques élevées (Figure 12). En revanche une dolomitisation sucrosique est très destructive pour la roche et engendre une importante porosité intercristalline, très compressible.

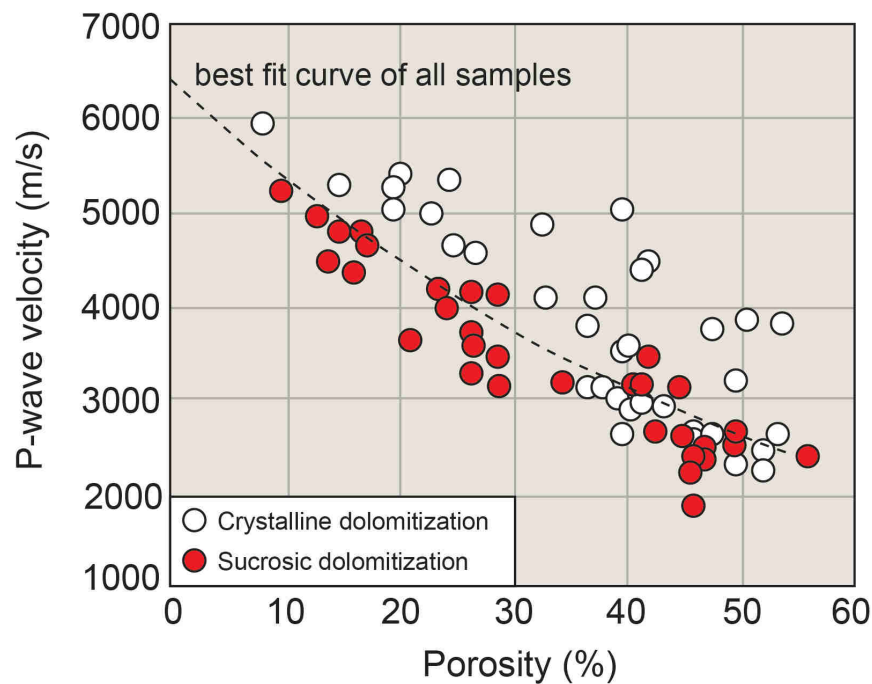


FIGURE 12 – Influence de la nature de la dolomitisation sur les vitesses d'ondes P dans les carbonates. Modifié d'après Eberli et al. [2003].

2.1.3 Le rôle des ciments

Les ciments peuvent être très abondants dans les roches sédimentaires. Ils sont généralement responsables de la plus grande diminution de la porosité totale des roches carbonatées.

On parle alors de ciment de blocage (*blocky cement*). En diminuant la quantité de vide, les ciments rendent la roche plus cohésive, rigide et créent un milieu continu qui facilite la propagation des ondes (Figure 13).

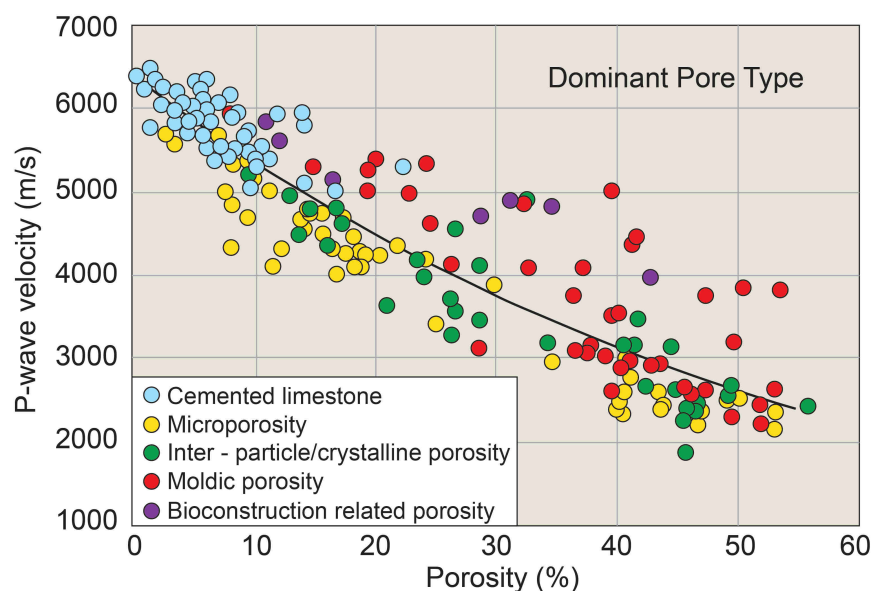


FIGURE 13 – Conséquence d’une cimentation intense sur les valeurs de porosité et de vitesse d’onde P (points bleus). La comparaison est faite avec des roches faiblement cimentées. Modifié d’après Eberli et al. [2003].

Tous les types de ciments (blocage, syntaxiaux, ...) ont une signature acoustique similaire, à l’exception faite des ciments isopaques que l’on retrouve abondamment dans les textures carbonatées de type granulaires (grainstone, rudstone, ...) [Brigaud et al. 2010]. Ces ciments isopaques sont des ciments précoces, qui apparaissent très tôt dans l’histoire diagénétique des roches, et sont généralement marqueurs d’environnements de dépôt très agités, de type plage (*shoreface*) ou de shoal oolithique [Purser, 1969; Javaux, 1992]. Ces cimentations sont très importantes pour la structure de la roche, car elles limitent la compaction mécanique, entraînant une hétérogénéité du milieu physique (grains non connectés et délimités par un ciment précoce). Les nombreuses interfaces mécaniques entre grains, ciments isopaques précoces et calcite de blocage semblent induire des phénomènes de diffraction des ondes, expliquant ainsi les faibles vitesses d’onde P mesurées (Figure 14).

À l’inverse, dans les grainstones ayant subis une forte compaction physico-chimique due à l’absence de cimentation précoce, la compacité assure une bonne connectivité des éléments constitutifs (grains et ciment de blocage) formant un milieu physique homogène, et favorise ainsi une bonne propagation des ondes P. Ces différentes observations permettent d’interpréter les valeurs de $\phi-V_P$ en termes d’évolution diagénétique où un sable oolithique peut suivre deux tendances $\phi-V_P$ différentes s’il est cimenté précocement ou non, au cours de son histoire (Figure 15). Dans le cas d’une cimentation précoce puis de remplissage successif

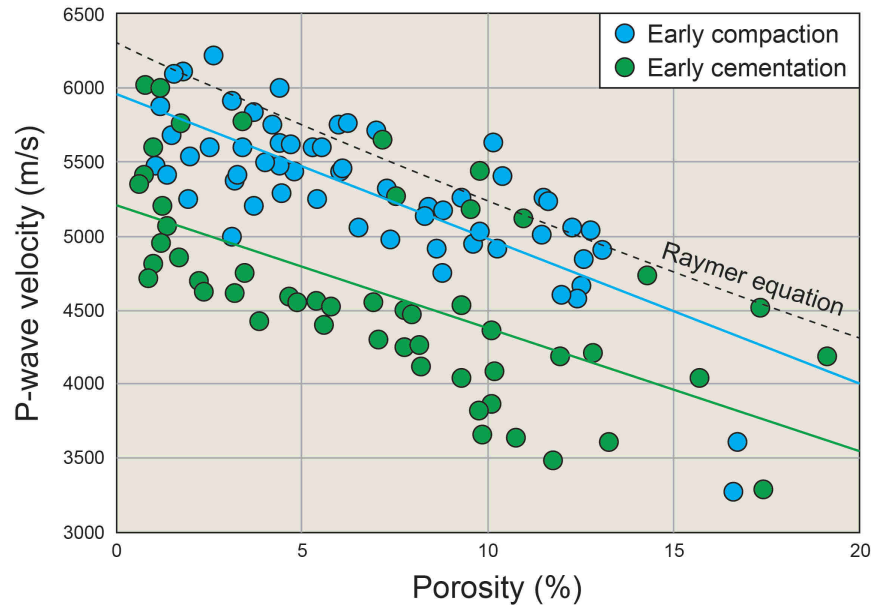


FIGURE 14 – Influence des ciments précoces sur les propriétés acoustiques des faciès granulaires carbonatés (principalement grainstone). Modifié d’après Brigaud et al. [2010].

de la porosité par des ciments de blocage, les vitesses de propagations d’ondes P seront relativement faibles.

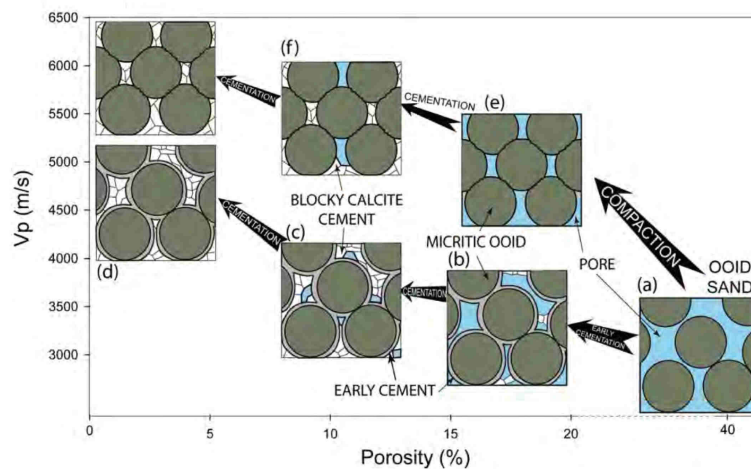


FIGURE 15 – Evolutions diagénétiques des propriétés poro-acoustiques des grainstones [Brigaud et al. 2010]. Les textures cimentées précocement ont une histoire diagénétique différente des textures “compactées” qui peuvent être interprétées en termes de signature physique.

2.2 Microstructures et propriétés de transport

À grande échelle, les systèmes pétroliers, l’hydrothermalisme, la géothermie, les gisements de minerais et le stockage souterrain sont autant de domaines pour lesquels les propriétés de transport jouent un rôle déterminant. A l’échelle de l’échantillon, la caracté-

risation des propriétés réservoirs passe essentiellement par les mesures de la perméabilité et la conductivité électrique. Cette dernière fait également l'objet de mesures courantes en diagraphie. Ces deux paramètres physiques mesurés sont représentatifs du réseau poreux en termes de géométrie et de connectivité des pores, et de microstructure.

2.2.1 Rappels théoriques

La perméabilité mesure la facilité avec laquelle un fluide traverse une roche. Du point de vue physique, elle est donc la propriété de transport par excellence. La perméabilité est estimée avec la loi de Darcy [*Darcy 1856*] :

$$\frac{Q}{S} = -\frac{k}{\eta} \frac{dp}{dx}$$

où Q est le débit, η la viscosité du fluide, S la surface perpendiculaire à l'écoulement et dp/dx représente le gradient de pression appliqué. Cette perméabilité s'exprime en Darcy, un darcy correspondant à la perméabilité d'un milieu poreux qui permet un écoulement d'1 cm³/s sur une surface d'un cm², d'un fluide de viscosité 1 cP (eau à température ambiante) sous un gradient de pression d'1 atmosphère par cm. La perméabilité, concept physique avec une dimension de surface, peut ainsi être convertie en unité scientifique internationale (m²) par la relation 1 D = 10⁻¹² m². Les mesures de conductivité électrique sont très complémentaires des mesures de perméabilité. Les différences de conductivité entre les minéraux d'une roche sont, dans la plupart des cas, tout à fait négligeables par rapport au contraste (conductivité d'un minéral)/(conductivité de l'eau). Le courant électrique passe essentiellement par les pores saturés en eau salée, et le chemin emprunté est imposé par la microstructure. Une roche saturée peut être raisonnablement considérée comme un milieu à deux composants : les grains solides et l'eau salée. Le rapport des conductivités respectives de ces deux phases (σ_m et σ_e) est proche de zéro (10⁻¹⁰). La conductivité effective σ_{eff} d'une roche est donc proportionnelle à la conductivité de l'électrolyte σ_e :

$$\sigma_{eff} = \frac{\sigma_e}{F} + \sigma_s$$

où F est le facteur de formation et σ_s la conductivité de surface, qui représente la conduction électrique localisée au voisinage immédiat des minéraux, dans la couche d'eau adsorbée. Comme le rapport σ_m et σ_e est proche de zéro, F dépend principalement de la microstructure. Le facteur de formation F et la tortuosité τ sont deux grandeurs calculées à partir des mesures de conductivité électrique qui caractérisent le milieu poreux de manière fine :

$$F = \frac{\tau}{\phi}$$

où ϕ est la porosité. Le facteur de formation F est en quelque sorte le facteur de réduction dont est affectée la conductivité de la solution du fait de la phase isolante (grains, ciment ou matrice). Le coefficient de tortuosité rend compte de la connexion imparfaite du milieu et décrit le trajet tortueux suivi par le courant électrique. Une tortuosité forte correspond à une faible connectivité du réseau poreux. En l'absence d'informations détaillées sur le réseau poreux, l'utilisation de relations empiriques est très souvent requise. La plus utilisée est sans doute la loi d'Archie, qui relie la porosité ϕ au facteur de formation F pour une roche totalement saturée :

$$F = \phi^{-m}$$

où m est l'exposant de cimentation, qui n'a pas de réelle valeur pétrographique. Il rend davantage compte de la cohésion générale d'une roche et est généralement caractéristique d'une lithologie sédimentaire ou d'une microstructure particulière. Cela dit, aucune raison théorique n'exige que cette relation soit valable pour toutes les microstructures quelle que soit la porosité.

2.2.2 Porosité - Perméabilité

Bien qu'aucune relation simple n'existe entre les paramètres ϕ - K , la recherche et définition de telles corrélations constituent un fil rouge en physique des roches. C'est d'autant plus vrai dans les carbonates, où les relations porosité/perméabilité sont très mal définies et très diversifiées, surtout sur un jeu de données très important [Zinszner & Pellerin, 2007] (Figure 16). L'ensemble des valeurs se situe entre deux comportements extrêmes. La borne supérieure correspond au grès de Fontainebleau, dont les valeurs sont rarement atteintes dans les carbonates, et la borne inférieure est représentative des textures fines de type mudstone. Mais plus que la texture elle-même, la principale cause de cette diversité est encore une fois la très grande variabilité des géométries de pores et la connectivité du réseau poreux. Comme présenté précédemment, les classifications de Choquette & Pray [1970] et celles plus abouties de Lucia [1983, 1995, 1999 & 2007] ou de Lønøy [2006] ont malgré tout une utilisation limitée pour expliquer les tendances ϕ - K observées dans les carbonates. C'est en reprenant les données de quantifications de l'espace poral issues du travail de Weger *et al.* [2009] que l'influence de la géométrie apparaît comme prépondérante, en particulier la taille et la complexité du réseau poreux (PoA , qui est l'équivalent 2D de la surface spécifique) (Figure 17). Les échantillons très peu perméables pour une porosité donnée sont caractérisés par de très grandes valeurs de PoA (qui représente un milieu poreux très complexe avec une très grande surface spécifique) et des tailles de pore relativement faibles.

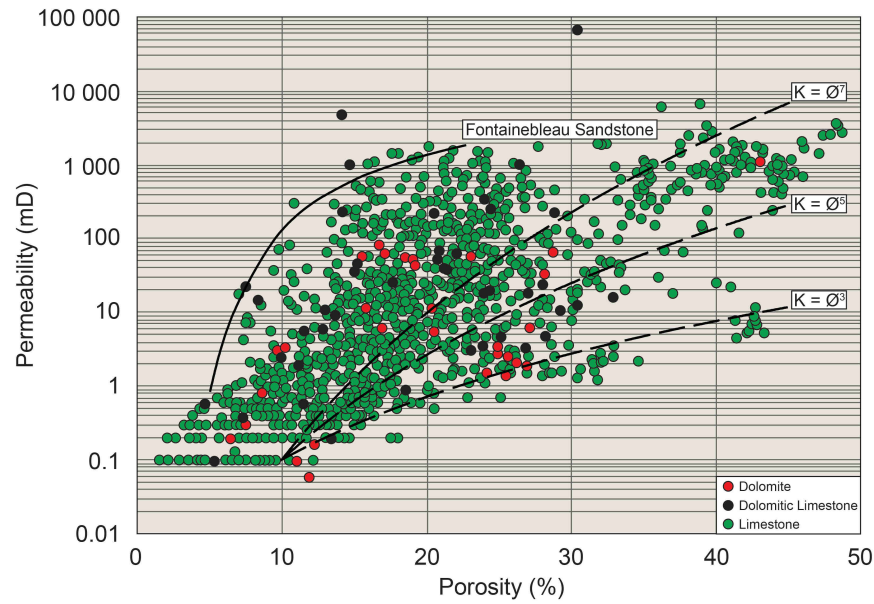


FIGURE 16 – Exemple d'évolutions $\phi - K$ dans les roches carbonatées. Les relations en puissance 3, 5 et 7 sont données respectivement pour les mudstones et les calcaires oolithiques. Modifié d'après Zinszner & Pellerin [2007].

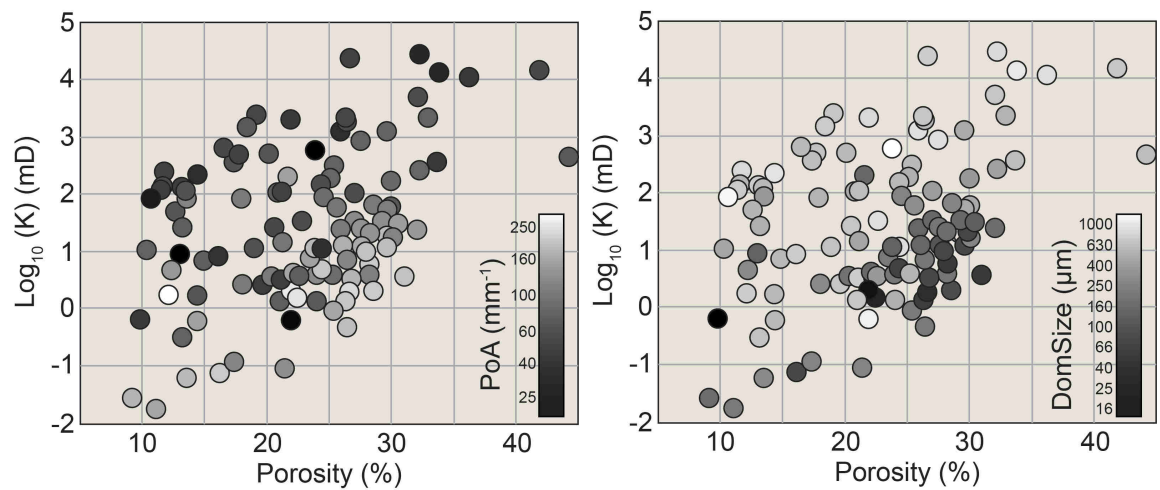


FIGURE 17 – Influence de la surface spécifique moyenne des pores (PoA) et de la taille moyenne des pores (*DomSize*) sur les valeurs de perméabilité. Modifié d'après Weger et al. [2009].

2.2.3 Porosité - Conductivité électrique

Les relations $\phi - F$ sont au moins aussi complexes que celles observées pour $\phi - K$. Le travail de *Verwer et al. [2011]*, basé sur la méthode d'analyse d'image développée par *Weger et al. [2009]* présentée dans les paragraphes précédents, montre que le flux des charges électriques est contrôlé par l'effet combiné des tailles de pores, la proportion de microporosité et la complexité du réseau poreux (le fameux PoA) (Figure 18).

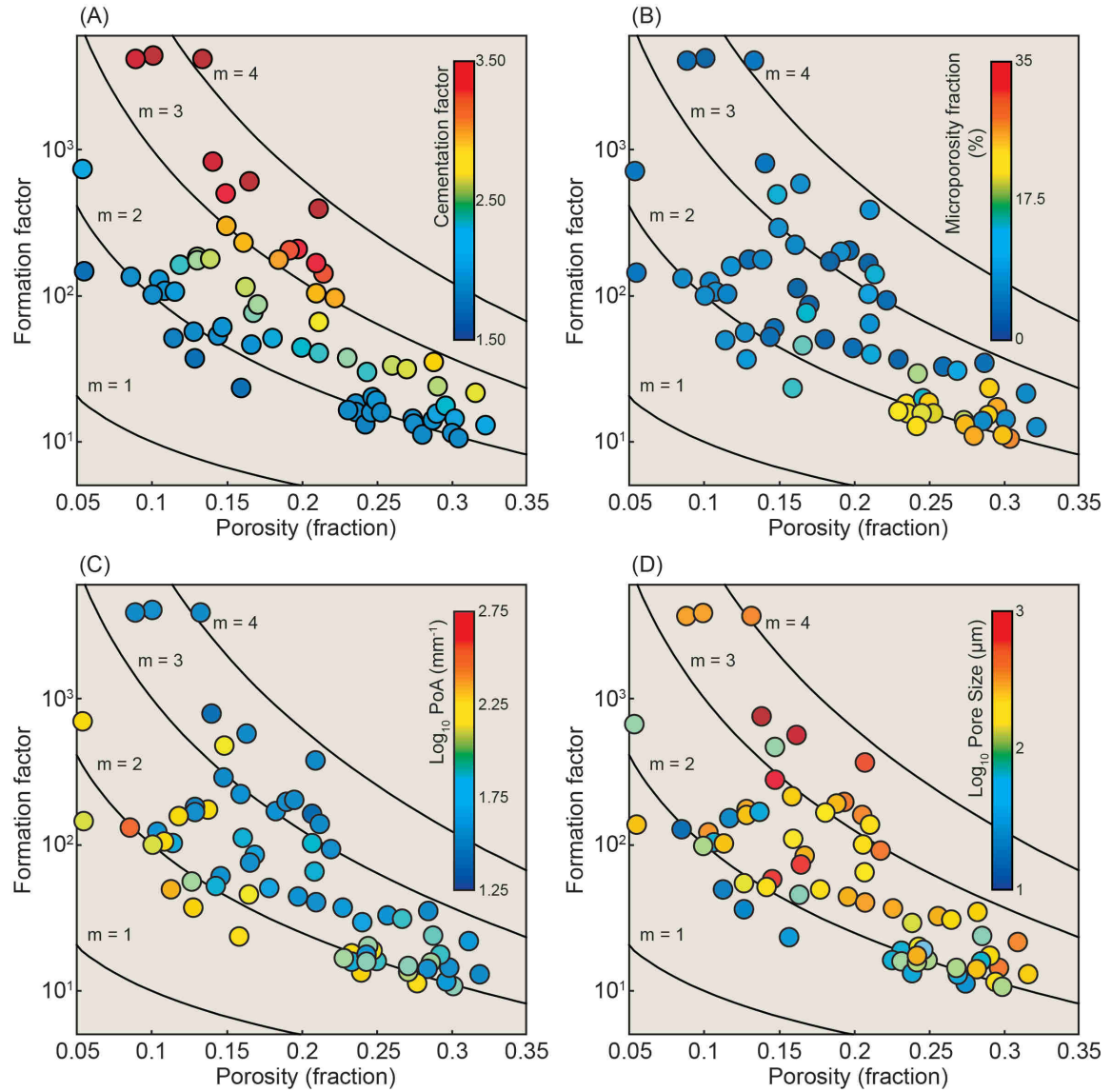


FIGURE 18 – Influence de la proportion de microporosité (%), de la surface spécifique moyenne des pores (PoA) et de la taille moyenne des pores ($DomSize$) sur les valeurs de facteur de formation. Les droites m représentent les différentes valeurs de l'exposant de cimentation. Modifié d'après Weger et al. [2009].

L'exposant de cimentation peut être relié à la taille de pore dominante et au PoA . Une roche avec de petites tailles de pores et un réseau poreux très "étriqué" sera caractérisée par un fort exposant de cimentation, tandis qu'une roche avec de larges pores et un réseau

poreux relativement simple aura un exposant de cimentation très faible (Figure 19).

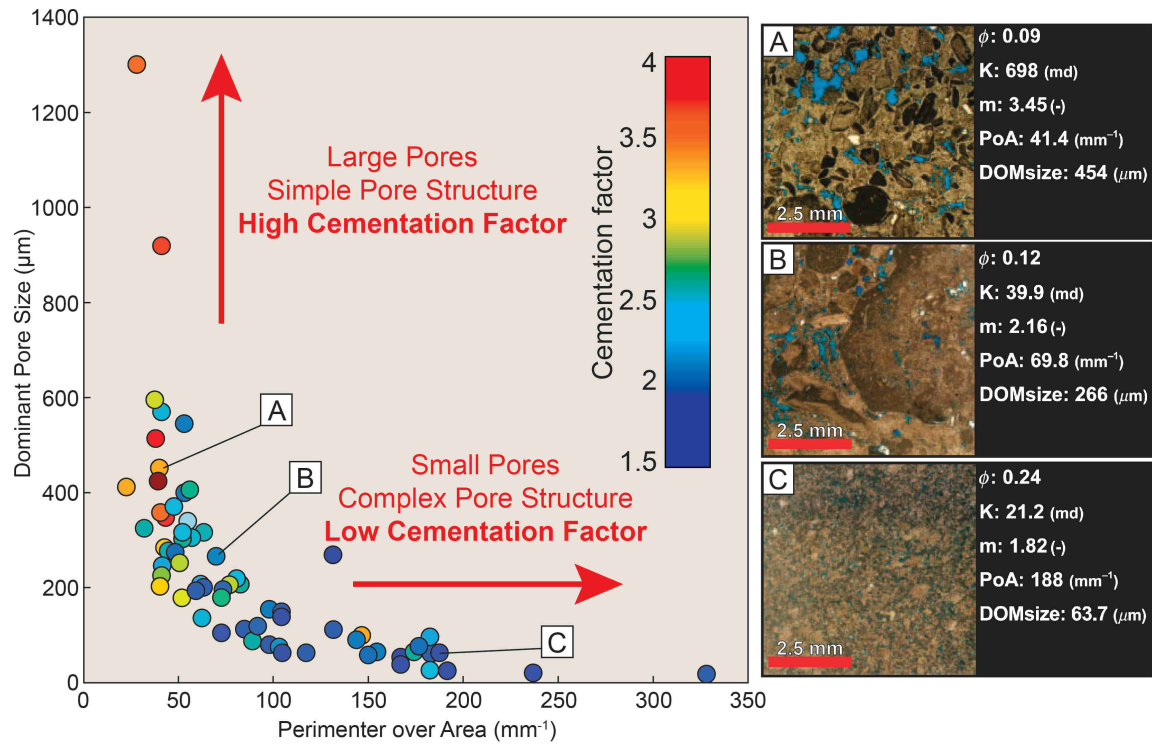


FIGURE 19 – Crossplots de la surface spécifique des pores (PoA) et de la taille de pore dominante. Les données sont discriminées par les valeurs de l'exposant de cimentation m . Les photos représentent les différentes combinaisons des paramètres. Modifié d'après Verwer et al. [2011].

Comme pour les propriétés acoustiques, beaucoup de travaux sur les propriétés de transport concernent les carbonates granulaires et macroporeux et peu d'études s'intéressent aux séries carbonatées micritiques fines (mis à part le cas particulier de la craie, *Fabricius [2003]; Japsen et al. [2004]; Fabricius et al. [2007]; Gommessen et al. [2007]*). Cela s'explique par les faibles taux de récupération de fluides dans ces réservoirs. Néanmoins certains auteurs proposent des gammes de valeurs $\phi - K$ associées à la morphologie et à la taille des particules de micrite [*Lambert et al. 2006; Richard et al. 2007; Volery et al. 2010; Deville de Periere et al. 2011*]. Les résultats présentés dans la partie III dans ce travail de thèse suggèrent que la réduction progressive de la microporosité intercrystalline, qui est induite par les changements de morphologie, est la raison principale à la diminution de la perméabilité et des propriétés électriques. En conséquence, les relations $\phi - K$, $\phi - F$ ou encore $K - F$ sont très linéaires et seule une faible dispersion est observée.

2.2.4 Perméabilité et conductivité électrique

La résistivité électrique faisant l'objet de mesures courantes en diagraphie, cette caractérisation fine du réseau poreux devient un outil très puissant lors de l'interprétation des données de puits. Cet outil est d'autant plus puissant que les mesures de perméabilité à

l'échelle d'un réservoir sont difficiles à mettre en œuvre. Les caractéristiques détaillées du milieu poreux issues des données de résistivité électrique peuvent donc être utilisées pour améliorer les estimations de la perméabilité, et pour affiner les calculs de saturation fluide dans les réservoirs. Le facteur de formation étant relié à l'inverse de la conductivité électrique, une corrélation négative est attendue entre perméabilité et facteur de formation. Une loi en puissance est fréquemment utilisée pour relier ces deux paramètres entre eux [Le Ravalec et al. 1996; Casteleyn et al. 2011] :

$$K \propto F^{-n}$$

où n est compris entre 1 et 3. Une compilation issue de quelques résultats publiés dans la littérature montre que relier perméabilité et facteur de formation reste une opération délicate, et engendre de larges erreurs (Figure 20). Cette observation fait également écho au problème très complexe d'équivalence entre conductivité hydraulique et conductivité électrique [David, 1993].

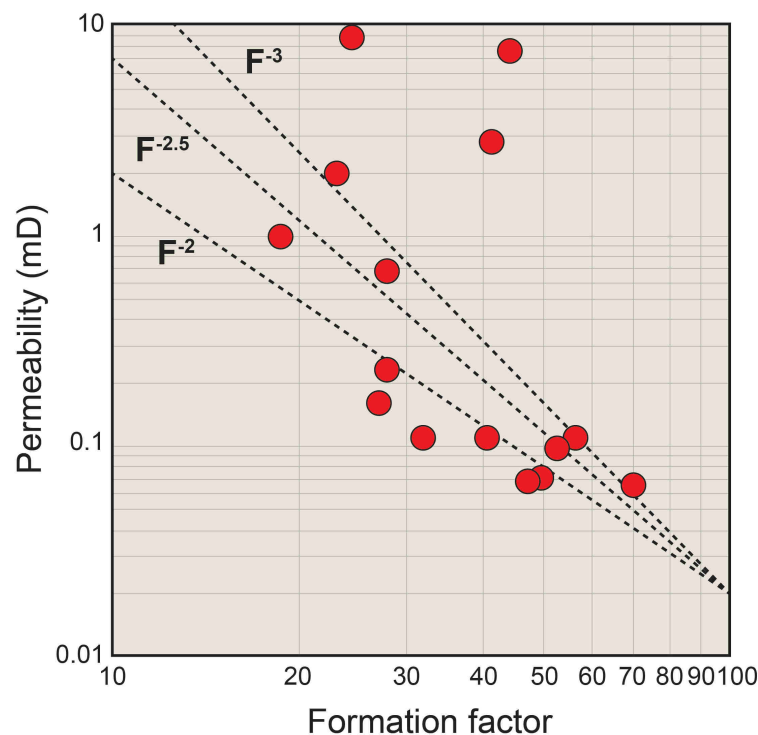


FIGURE 20 – Relation Facteur de formation et perméabilité. Les trois droites en pointillés représentent les lois de puissance -2, -2,5 et -3. Modifié d'après Casteleyn et al. [2011].

2.2.5 Le rôle des ciments

Les ciments sont responsables de la plus grande diminution de la porosité dans une roche. Ils se forment par précipitation progressive des éléments contenus dans l'eau poreuse durant l'enfouissement de la série sédimentaire. L'étude de Budd [2002] sur les sé-

ries carbonatées paléogènes de Floride illustre de manière claire le rôle de la cimentation interparticulaire/intercristalline sur la destruction progressive de la perméabilité lors de l'enfouissement. Ces séries sont idéales pour une telle étude : les variations verticales de faciès/textures sont très faibles (succession wackestone/grainstone) et les séries peu enfouies. Il existe donc un “gradient” naturel de cimentation entre le sommet (proche de la surface et faiblement cimenté) et la base de la série (relativement profonde (500 m) et fortement cimentée). La diminution de la perméabilité avec la profondeur est surtout observée pour les textures grainstones, tandis que la tendance est relativement stable pour l'ensemble des wackestones (Figure 21A & B). Cette observation s'explique par le très fort “potentiel diagénétique” des grainstones, dans lesquels les processus de cimentation s'expriment de manière remarquable et où la porosité primaire est généralement très forte. La seule porosité disponible à la cimentation dans les wackestones étant d'origine moldique ou liée à des fractures/cracks. Les ciments (interparticulaires) ont ici un rôle important dans l'évolution de la perméabilité (Figure 21C & D) : Ils remplissent progressivement les vides disponibles. La porosité va alors diminuer, tout comme la perméabilité.

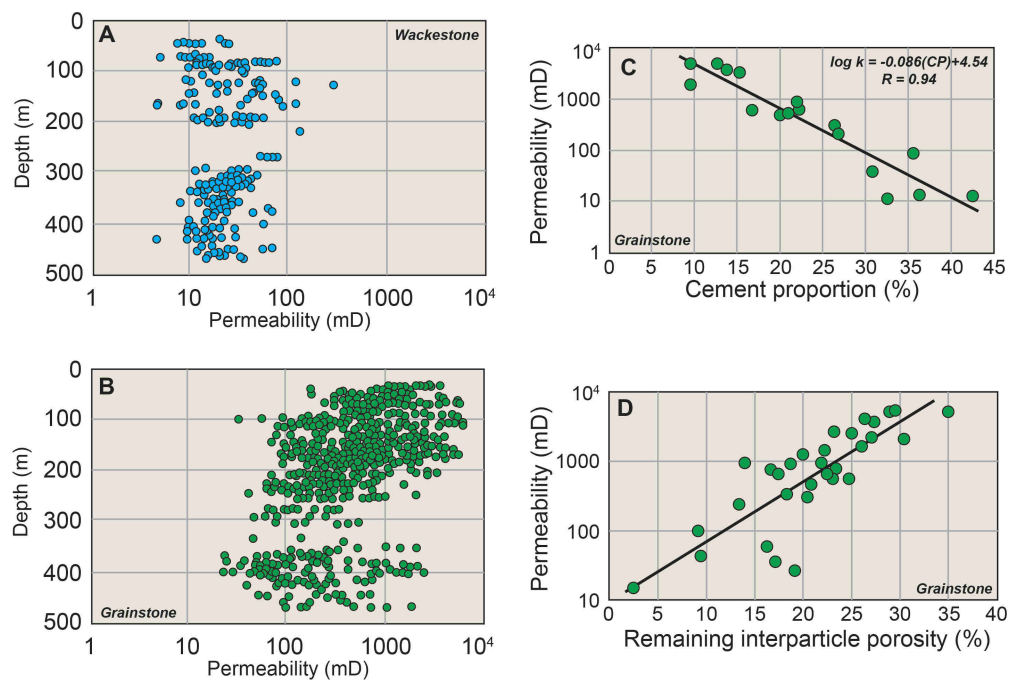


FIGURE 21 – Évolution de la perméabilité en fonction de la profondeur, de la proportion de ciment, et de la porosité interparticulaire résiduelle, pour une série carbonatée de Floride. Simplifié d'après Budd [2002].

Les modèles pétrophysiques sont maintenant largement utilisés pour décrire l'influence de la microstructure sur les variations des propriétés physiques des roches carbonatées. Ils ont pour objectif d'intégrer l'hétérogénéité de la roche dans les calculs et sont considérés aujourd'hui comme des outils clés dans la détermination des propriétés acoustiques, réservoirs et même du comportement mécanique. Ces modèles prennent une part de plus en plus significative dans les interprétations quantitatives des données de laboratoire.

3.1 Propagation des ondes : les modèles empiriques

Les modèles de propagation d'onde acoustique développés pour les roches détritiques ont longtemps été appliqués aux roches carbonatées, sans vraiment prendre en considération toute leur complexité. Ces modèles sont très souvent limités dans les carbonates, où les milieux poreux sont radicalement différents. Les modèles empiriques de moyenne temporelle de *Wyllie [1956]* ou de *Raymer [1980]* illustrent parfaitement ce problème (2.1.1). Pourtant, ces relations empiriques sont du plus grand intérêt pour l'industrie pétrolière : les tendances générales des relations ϕ - V_P sont relativement bien prédites. En revanche, ces équations ne rendent pas compte de la très grande variabilité des vitesses d'ondes P pour une porosité donnée dans les roches carbonatées. Les relations empiriques n'intègrent pas les microstructures et peuvent être assimilées à des modèles de "mille-feuilles", où le temps de transit de l'onde à travers la roche est décomposé en deux parties : celui dans la matrice solide, et celui dans le fluide (pores saturés) :

$$\frac{1}{V_P} = \frac{\phi}{V_{Pfl}} + \frac{1-\phi}{V_{P0}} \quad [Wyllie, 1956]$$

où V_P , V_{Pfl} et V_{P0} sont respectivement les vitesses de propagation dans la roche saturée, dans le minéral, et dans le fluide considéré et ϕ la porosité.

$$V = (1 - \phi)^2 V_0 + \phi V_{fl} \quad [\textit{Raymer, 1980}]$$

où V , V_0 et V_{fl} sont respectivement les vitesses de propagation dans la roche, dans le fluide et dans le minéral considéré et ϕ la porosité. Des modèles plus aboutis ont ensuite été appliqués à ces problèmes et sont divisés en deux grandes catégories : (1) l'approche des milieux effectifs et les modèles d'inclusions et (2) l'approche des milieux granulaires.

3.2 Les modèles élastiques

Si l'on considère un milieu isotrope, homogène et élastique, les vitesses des ondes compressives (P) et cisailantes (S) s'écrivent :

$$V_P = \sqrt{\frac{K + 4/3G}{\rho}} \quad V_S = \sqrt{G/\rho}$$

où K , G et ρ sont respectivement les modules de compressibilité, de cisaillement, et la densité du milieu considéré. Ces modules sont grandement affectés par les paramètres microscopiques de la roche. Les modèles élastiques reposent sur le calcul théorique de K et de G , et de l'estimation de la densité ρ .

3.2.1 Les modèles d'inclusions

Les éléments d'une roche sont tous anisotropes du point de vue élastique, mais les roches sont en général isotropes, ou faiblement anisotropes [Guéguen & Palciauskas, 1992]. Ce paradoxe vient du fait qu'à l'échelle des longueurs d'onde considérée, une moyenne est faite sur de nombreux grains orientés aléatoirement. Ainsi, si une anisotropie apparaît, elle peut être due à une distribution préférentielle des grains ou des structures de porosité. L'anisotropie des vitesses est le plus souvent faible, inférieure à 10% pour la plupart des roches [Guéguen & Palciauskas, 1992]. Les modèles d'inclusions considèrent que la roche est composée d'un squelette solide et d'un espace poreux [Fortin, 2005]. La porosité peut être de deux natures : une porosité de pore, et une porosité de fissure (inférieure à quelques pourcents). L'approche suivie part de l'échelle microscopique pour remonter vers l'échelle macroscopique en moyennant les propriétés sur un volume élémentaire représentatif. Le modèle le plus simple est de négliger les interactions entre les hétérogénéités (perturbation au premier ordre), et de chercher des bornes d'encadrement. Les premiers modèles sont dus à [Voigt, 1889] et [Reuss, 1929]. Ils correspondent aux moyennes arithmétique et harmonique des modules élastiques de chacune des N phases en présence dans le matériau. Ces modèles ne font aucune hypothèse géométrique, ni sur la forme des inclusions, ni sur leur distribution. Cette méthode ne permet que d'encadrer les modules élastiques effectifs. L'encadrement

donné par ces deux moyennes est d'autant plus étroit, que les contrastes entre les modules élastiques des différentes phases est petit. L'encadrement donné par *Hashin & Shtrikman [1963]* est basé sur l'expression des modules élastiques de milieux à inclusions sphériques et ellipsoïdales, et est limité aux milieux isotropes et biphasés. Des modèles plus sophistiqués prennent en compte la géométrie des inclusions, leur distribution et leur interaction. *Eshelby [1957]* a calculé les modules élastiques effectifs dans le cas d'une matrice solide contenant une inclusion ellipsoïdale. *Walsh [1965]* écrit les modules élastiques effectifs dans l'hypothèse d'une distribution uniforme d'inclusions sphériques. La théorie auto-cohérente a été développée dans le cas d'une distribution isotrope de fissures par *O'Connell & Budiansky [1974]*. Cette théorie est basée sur les travaux de *Eshelby [1957]*. *Kachanov [1982a, 1982b, 1993a, 1993b]* a développé des modèles pour différentes géométries de fissures (aspect ratio), de pores, et pour des distributions des centres de fissures aléatoires ou non. A titre d'exemple, un modèle d'inclusion proposé par *Fortin [2005]* pour les modules effectifs K et G , d'un milieu effectif constitué d'inclusions sphériques et de fissures circulaires orientées aléatoirement (cas sec) (Figure 22A) s'écrit :

$$\begin{cases} \frac{K_0}{K} = 1 + \frac{\rho_c}{1-\phi} \frac{h}{1-2\nu_0} \left(1 - \frac{\nu_0}{2}\right) + \frac{\phi}{1-\phi} \frac{3(1-\nu_0)}{2(1-2\nu_0)} \\ \frac{G_0}{G} = 1 + \frac{\rho_c}{1-\phi} \frac{h}{1-\nu_0} \left(1 - \frac{\nu_0}{5}\right) + \frac{\phi}{1-\phi} \frac{15(1-\nu_0)}{7-5\nu_0} \end{cases}$$

$$\text{avec } h = \frac{16(1-\nu_0^2)}{9(1-\frac{\nu_0}{2})}$$

où ϕ est la porosité, ρ la densité de fissures circulaires, de la constante élastique de la matrice ν_0 , et d'un paramètre h lié à la géométrie de la fissure. Les résultats montrent que la présence et la géométrie des fissures fait diminuer les modules de compressibilité [*Fortin, 2005; Adelinet et al. 2011; Fournier et al. 2011*] (Figure 22B).

3.2.2 Les modèles granulaires

Dans les modules d'inclusions une roche poreuse est considérée comme une matrice contenant des inclusions sphériques et des fissures circulaires. Cependant, une roche poreuse, faiblement consolidée ou non consolidée, peut également être modélisée comme un assemblage de grains, où les propriétés des contacts grain-grain vont jouer un rôle fondamental. Le calcul des propriétés élastiques effectives d'un assemblage granulaire se fait en deux étapes : la première étape consiste à modéliser le contact élastique entre deux grains, puis, dans un deuxième temps, il convient de passer des propriétés élastiques entre deux grains à un assemblage de grains. Les contacts grain-grain sont supposés élastiques : dans ce cas, les propriétés élastiques d'une roche poreuse peuvent-être vues comme un ré-

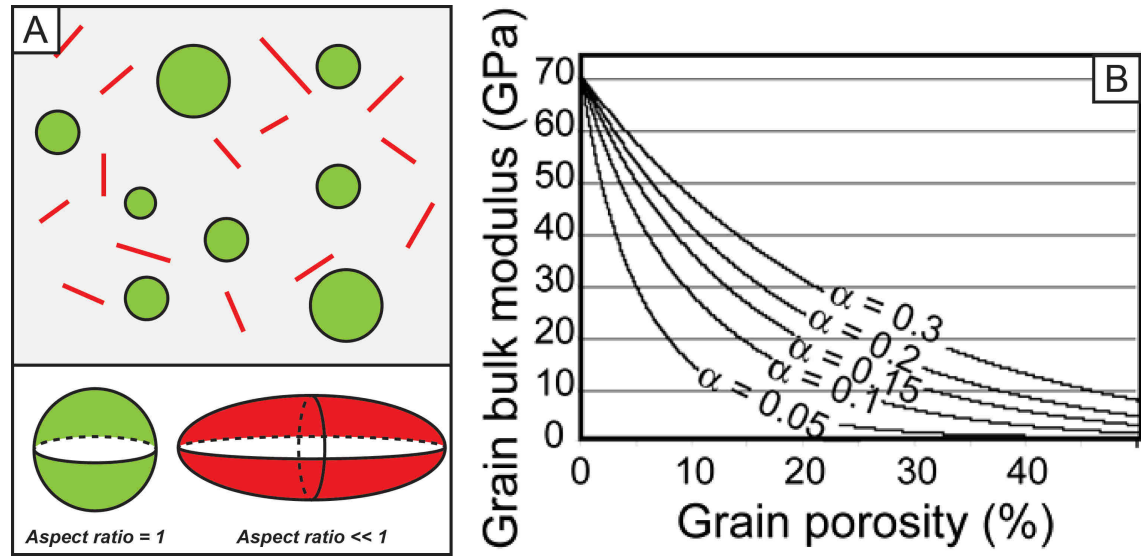


FIGURE 22 – A - Principe des modèles d'inclusions. Une population de pores équants et une porosité de cracks orientés aléatoirement, modifié d'après Adelinet et al. [2011]. B - Effet de l'aspect ratio (α) des pores sur les modules élastiques [Fournier et al. 2011].

seau de ressorts élastiques, chaque ressort modélisant un contact grain-grain. *Digby [1981]* considère un milieu poreux homogène, isotrope, et formé par des grains modélisés par des sphères de même rayon et de mêmes propriétés élastiques, disposées aléatoirement dans un volume. Le rayon des grains est supposé petit devant la taille du milieu effectif. Les sphères sont en contact les unes avec les autres, et le contact est supposé plan et circulaire. Avant le chargement, le rayon de contact est noté b . Au contact, il n'y a pas de glissement ; en dehors du contact la sphère est parfaitement lisse. Lorsque l'on applique une pression hydrostatique les sphères se déforment de telle manière que la surface de contact entre chaque sphère augmente. Les contacts restent circulaires, et ont tous un nouveau rayon noté a . Par conséquent $a \geq b$, et a et b restent très petits par rapport au rayon des sphères R . Le modèle de *Digby [1981]* se construit en deux étapes. La première étape consiste à calculer D_n (raideur normale du contact) et D_t (raideur tangentielle du contact) à partir de l'hypothèse ci-dessus :

$$D_n = \frac{2G_s a}{2 - \nu_s} \quad D_t = \frac{4G_s b}{2 - \nu_s}$$

où G_s est le module de cisaillement du grain et ν_s le coefficient de Poisson du grain. La seconde étape utilise ces valeurs dans un calcul de propriétés effectives des modules K et G pour un ensemble de sphères :

$$K = \frac{C(1 - \phi)}{6\pi R} D_n \quad G = \frac{C(1 - \phi)}{10\pi R} (D_n + \frac{3}{2} D_t)$$

où C est le nombre de coordination des sphères. Le modèle de *Digby [1981]* montre ainsi

que les propriétés élastiques sont des fonctions des paramètres intrinsèques au grain, mais aussi des propriétés des contacts comme la porosité, le nombre de coordination des grains, la géométrie du contact initial b et la géométrie du contact à un moment donné a . Plusieurs cas limites découlent de ce modèle : (1) le cas $b = 0$ signifie qu'il n'y a pas contact initial, c'est le cas idéal d'un assemblage de sphère parfaitement lisse, (2) si $b = a$, il n'y a pas de glissement au contact sphère-sphère, les contacts sont "parfaitement rugueux". Il reste que la difficulté majeure du modèle de Digby est l'estimation des paramètres a et b . Un des résultats remarquables de ce modèle est que le coefficient de Poisson est fonction uniquement des paramètres intrinsèques du grain (ν_s) et du rapport a/b . Il ne dépend pas de la porosité ou du nombre de coordination. La Figure 23 indique que le coefficient de Poisson ou le rapport V_P/V_S dans une roche poreuse sèche augmentent avec la pression de confinement. En effet pour une valeur donnée de b , le rayon a augmente avec la pression. Cette dépendance du rapport V_P/V_S a été observée en laboratoire [Mavko et al. 1998], mais cette augmentation est plus faible que celle prédite par le modèle. Guéguen & Magnificat [1998] ont appliqué ce modèle à des empilements de sphères de verre dont les contacts sont plus ou moins rugueux. Les coefficients de Poisson prédits (0.12 - 0.15 pour des roches granulaires sèches non consolidées) sont en accord avec les données expérimentales disponibles dans la littérature.

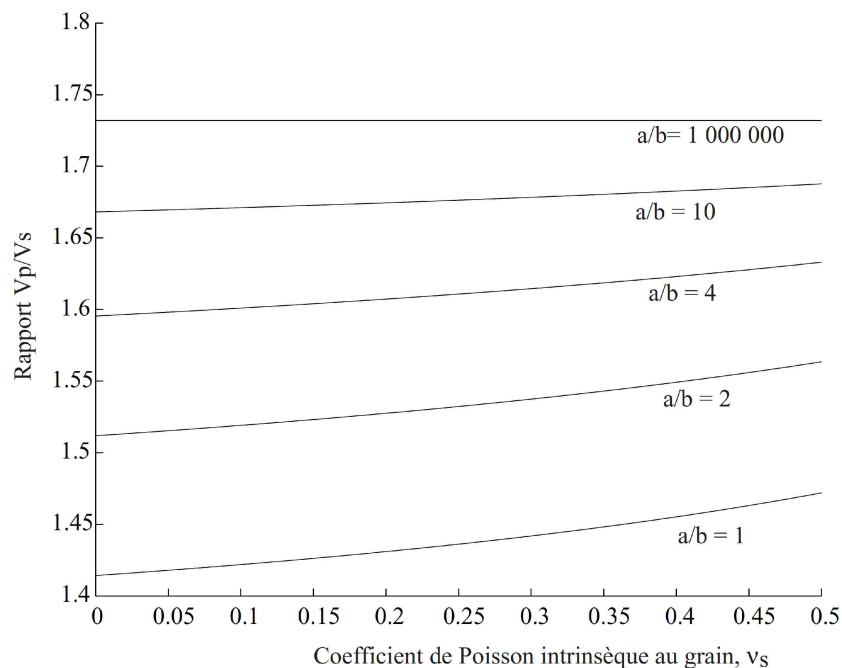


FIGURE 23 – Évolution du rapport V_P/V_S en fonction du coefficient de Poisson intrinsèque au grain, et en fonction du rapport a/b , d'après [Digby, 1981].

Quel que soit le modèle utilisé, l'essentiel de l'effort à fournir consiste toujours à établir le lien entre la microstructure et la propriété physique. Les travaux de *Casteleyn et al. [2011]* sur l'Oolithe blanche (Jurassique Moyen, Bassin de Paris) tendent à montrer la difficulté à prévoir ou modéliser les propriétés physiques dans les faciès granulaires carbonatées. Dans cette étude, trois paramètres ont été distingués, la distribution de la microporosité dans les oolithes, la macroporosité et la quantité de ciment entre les grains. Aucun modèle ne peut expliquer l'ensemble des propriétés observées. La microporosité intra-oolithe semble assez bien décrite par une approche "Contact de Sphères Cimentées" (*CSC*, [*Dvorkin et al. 1993*]) (Figure 24A), alors que la macroporosité correspond mieux à une combinaison d'une approche de modèle d'inclusions (sans interaction) et *CSC* (Figure 24B). Ces différentes études montrent qu'il est primordial d'intégrer une évolution microstructurale bien contrainte pour bien prédire la réponse physique.

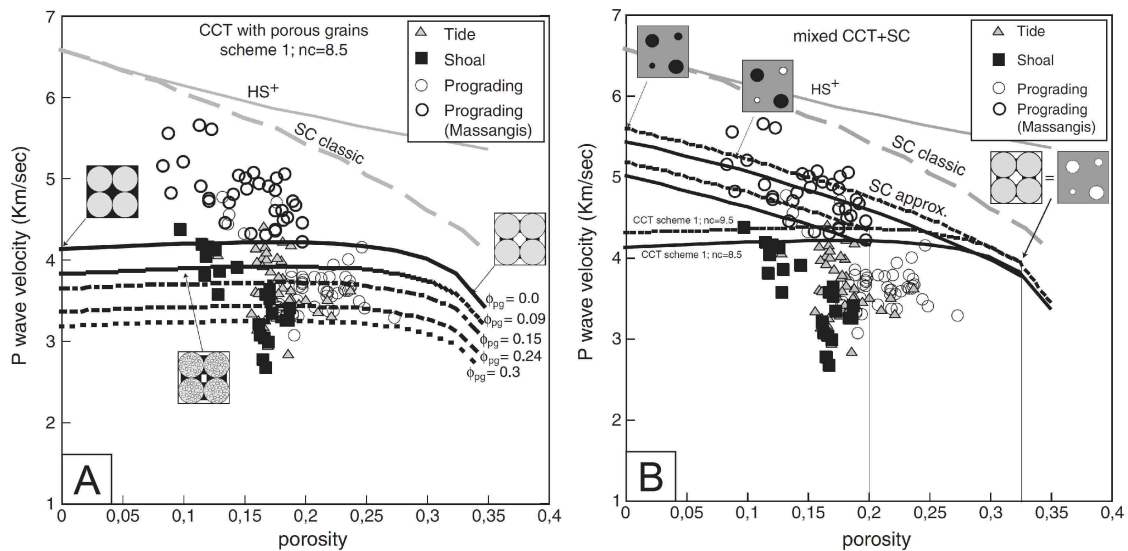


FIGURE 24 – Modélisation des propriétés effectives dans la formation de l'Oolithe Blanche du bassin de Paris [Casteleyn et al. 2011]. A - Approche auto-cohérente (*A – C*) qui explique les variations de vitesse dans les faciès progradant principalement dominés par la macroporosité dans le ciment. B - Modèle de contacts de sphères cimentées (*CSC*) modifié [Dvorkin et al. 1999] qui montre que les vitesses dans les faciès de shoal et tidaux sont gouvernées par la microporosité dans les ooides.

3.3 Les modèles d'écoulement de fluides

De nombreux efforts ont été consacrés à la recherche de relations entre perméabilité et paramètres représentatifs des milieux poreux tels que la porosité, la surface spécifique, le facteur de forme et la tortuosité. Plusieurs modèles ont été proposés reliant la perméabilité aux propriétés géométriques du milieu poreux. Un premier modèle, qui s'est révélé très efficace dans la prédiction de la perméabilité de réservoirs silicoclastiques hétérogènes

[Pittman, 1992], est celui proposé par *Katz & Thompson [1987]*. Il est basé sur la théorie de la percolation et suggère que la perméabilité est principalement contrôlée par une taille de pore critique d_c qui peut être obtenue via la porosimétrie mercure, et qui représente en fait le diamètre au pic (*peak diameter*) de la courbe de distribution des rayons de seuils de pore. La perméabilité est obtenue via l'équation suivante, où F est le facteur de formation :

$$K = \frac{1}{226} \frac{(d_c)^2}{F}$$

Une autre approche possible est celle d'un modèle statistique où des capillaires interconnectés sont distribués aléatoirement dans l'espace. Chaque capillaire possède des propriétés géométriques spécifiques en termes de longueur et de diamètre. *Guéguen & Dienes [1989]* ont dérivé l'expression de la perméabilité pour un tel milieu, qui dépend de la longueur et du diamètre moyen des capillaires et de leur densité :

$$K = \frac{1}{32} \phi \bar{r}^2$$

où est le diamètre moyen des capillaires et ϕ est la porosité. Enfin, un dernier modèle applicable est un modèle de réseau hétérogène en trois dimensions, dont les caractéristiques sont présentées en détail dans les travaux de *David et al. [1990, 1993]* et *Zhu et al. [1995]*. Les résultats de ces trois modèles sont présentés dans la Figure 25 et sont appliqués sur les mesures faites par *Casteleyn et al. [2011]* sur les carbonates de l'Oolithe Blanche.

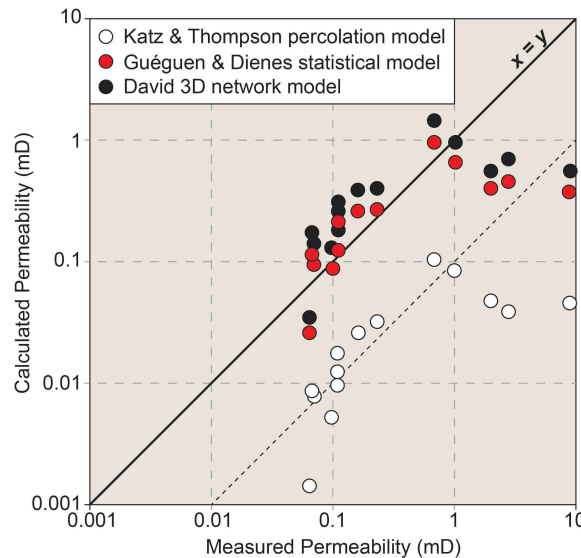


FIGURE 25 – Perméabilité mesurée et calculée avec différents modèles sur les grainstones oolithique de l'Oolithe Blanche. La ligne en pointillés représente une sous-estimation d'un ordre de grandeur des valeurs de perméabilité mesurées. Modifié d'après Casteleyn et al. [2011].

Les résultats montrent que les prédictions faites par ces trois modèles sont relativement

bonnes, et que les données issues de la porosimétrie au mercure captent l'essentiel de l'information nécessaire à la compréhension de l'écoulement des fluides dans un milieu poreux en apparence hétérogène. Deux de ces modèles ont été appliqués aux calcaires oxfordiens, dont les résultats sont présentés et discutés dans la partie III.

Dans le cas d'un milieu poreux connecté, l'élasticité devient la poroélasticité. La présence de fluides à l'intérieur d'une roche modifie, comme on peut s'y attendre, le comportement élastique d'une roche. La poroélasticité est limitée aux très petites déformations. Deux paramètres additionnels sont nécessaires pour décrire l'état du fluide : sa pression et son volume (ou sa masse). La présence d'une phase fluide impose de distinguer deux situations fondamentalement différentes lors de la déformation (lors du passage de l'onde par exemple) : le régime drainé et le régime non drainé. Dans le premier cas, la pression fluide est constante, et le volume du fluide est variable : le fluide peut s'écouler d'une inclusion (pore) à une autre. Il y a drainage. Dans le second cas, c'est l'inverse, le volume de fluide est invariable et la pression de fluide n'est pas constante. Ces deux comportements sont très souvent reliés de façon abusive à un état de sollicitation fréquentielle différent.

4.1 Domaine fréquentiel et dispersion des vitesses d'ondes élastiques

La théorie de la poroélasticité de Biot [1956] prévoit une influence de la fréquence sur la vitesse des ondes élastiques. Le mécanisme mis en cause est celui d'un double couplage entre le fluide et le solide, l'un de nature inertielle (force d'inertie différente entre le fluide et le solide) et l'autre de nature visqueuse (force de frottement) [*Bourbié et al. 1986*]. Une augmentation de fréquence entraîne une augmentation de la force d'inertie, le fluide n'arrive plus à suivre le mouvement de l'ensemble solide/fluide, ce qui rigidifie la roche et donc augmente la vitesse des ondes élastiques [*Le Ravalec, 1995*]. La limite haute fréquence (HF)/basse fréquence (BF) de Biot dépend de la viscosité et de la masse volumique du fluide saturant, et de la porosité et perméabilité du solide. Les études expérimentales réalisées à la suite de la théorie de Biot ont montré que la dispersion des vitesses était en réalité

beaucoup plus importante que celle prédite par le mécanisme de Biot, en particulier dans le cas des roches fissurées [Winkler, 1985]. C'est pourquoi d'autres mécanismes de dispersion ont été introduits pour expliquer les données expérimentales.

4.2 Mécanisme de dispersion : le *global flow*

Le mécanisme d'écoulement global a été pour la première fois théorisé par le modèle de White [1975]. Il repose sur une hétérogénéité de saturation du milieu. En considérant une roche saturée en air et en eau, le passage d'une onde élastique induit la mise en place d'un gradient de pression : la pression de fluide augmentera davantage dans la partie saturée en eau que dans la partie saturée en air car la compressibilité des deux fluides n'est pas la même. Ceci induit donc un écoulement "global" depuis une zone de la roche vers une autre. Cette approche est surtout utilisée pour caractériser la vitesse des ondes élastiques dans des milieux à saturation bimodale mais également pour caractériser l'atténuation basse fréquence dans un milieu stratifié [Quintal et al. 2009].

4.3 Mécanisme de dispersion : le *squirt flow*

Un autre mécanisme susceptible de venir renforcer le précédent est celui du squirt-flow théorisé puis mis en évidence sur des roches fissurées [Mavko & Nur, 1975; Mavko & Jizba, 1991; Dvorkin & Nur, 1993; Dvorkin et al. 1994, 1995; Diallo et al. 2003]. L'écoulement du fluide est considéré dans ce cas à l'échelle locale du pore. L'existence d'un gradient de pression de fluide entre les inclusions peut induire un mouvement orienté du fluide. Les cracks étant plus sensibles à la contrainte que les pores ronds, cet effet est très important dans le cas de roches poreuses fissurées. En effet, le fluide se retrouve éjecté des cracks vers les pores équants voisins ou vers les cracks présentant une orientation différente.

4.4 Des basses fréquences aux hautes fréquences

Comme précisé précédemment, l'approche classique du laboratoire s'appuie sur des données obtenues à haute fréquence, généralement de l'ordre du MHz. À cette fréquence, si la roche est remplie de fluide, celui-ci n'a pas le temps de circuler même localement à l'intérieur de l'échantillon. il est considéré comme "gelé". Dans une approche haute fréquence, les inclusions sont considérées comme des entités indépendantes les unes des autres. La pression à l'intérieur des inclusions peut être différente si l'on considère une porosité formée de pores sphériques (*aspect ratio* = 1) ou de cracks (*aspect ratio* < 1). Ces derniers sont plus sensibles à la contrainte que les pores équants, et la pression fluide à l'intérieur des cracks peut être

supérieure à celle règnant à l'intérieur des pores sphériques. Ce gradient de pression peut alors induire un écoulement du fluide depuis les zones de haute pression vers les zones de basse pression, si la fréquence est suffisamment basse (c'est à dire que la vitesse de propagation de l'onde est lente) pour que le fluide ait le temps de circuler d'une inclusion à une autre. Le domaine des basses fréquences est celui de la théorie de la poroélasticité décrit par *Biot [1956]*. Les équations de Biot-Gassmann permettent de passer des modules élastiques drainés à leurs équivalents non-drainés [*Gassmann, 1951*]. Cette équation ne repose sur aucune hypothèse concernant la microstructure (par exemple, la géométrie des inclusions). En associant cette relation aux théories classiques de poroélasticité, les modules saturés basse fréquence peuvent être exprimés en fonction des modules secs :

$$K_{LF}^{sat} = K_{HF}^{sec} + \frac{\beta^2 K_f}{\phi + (\beta - \phi) \frac{K_f}{K_0}}$$

Où ϕ est la porosité, K_f le module de compressibilité du fluide, K_0 le module de compressibilité de la matrice et β est le coefficient de Biot, un paramètre sans dimension défini par :

$$\beta = 1 - \frac{K_{sec}}{K_0}$$

où K_{sec} et K_0 sont les modules de compressibilité de la matrice. Le module de cisaillement G_{LF}^{sat} est théoriquement égal à son équivalent sec à haute fréquence, et $G_{LF}^{sec} = G_{LF}^{sat} = G_{HF}^{dry}$. Cette approximation classiquement utilisée en poroélasticité sur les modules de cisaillement sera discutée dans la partie III de ce travail. Un contraste fort en les modules Haute Fréquence et les modules Basse Fréquence marque la présence d'une hétérogénéité de porosité et notamment la présence d'une phase plus compliant que l'autre.

Troisième partie

Propriétés physiques de roches carbonatées microporeuses

1	Préface	50
2	Cadre l'étude	52
2.1	Contexte géologique	52
3	Dynamique sédimentaire de l'Oxfordien calcaire : le forage EST205	56
3.1	Faciès et Paléoenvironnements	56
3.2	Cadre séquentiel	58
4	Propriétés physiques de l'Oxfordien calcaire	62
4.1	Les niveaux transmissifs oxfordiens	62
4.2	Matériel et méthode	63
4.2.1	La porosimétrie à l'eau	63
4.2.2	La porosimétrie mercure	64
4.2.3	La perméabilité : limite et condition de la loi de Darcy	65
4.2.4	La perméabilité : appareillage et méthode de mesure	67
4.2.5	La conductivité électrique	67
4.2.6	Les vitesses d'onde P & S	69
5	Propriétés acoustiques et réservoirs des roches carbonatées microporeuses : le rôle des microstructures	70
6	Abstract	74
7	Introduction	76

8	Geological settings and sedimentological framework	80
9	Sampling and Methodology	82
9.1	Detailed Petrography	82
9.2	Physical properties	84
9.3	Wireline logs	85
9.3.1	Combinable Magnetic Resonance Porosity (CMRP)	85
9.3.2	Sonic log data	85
10	Results	86
10.1	Sedimentary Texture	86
10.2	Micrite microtextures	87
10.3	Petrophysical properties	90
10.3.1	Porosity and Pore Throat Diameter	90
10.3.2	Permeability	91
10.3.3	Electrical conductivity	91
10.3.4	P and S-wave velocities	95
10.3.5	Comparison with logging data	96
11	Discussion	100
11.1	Micrite microtextures as “poro-acoustic” fabrics	101
11.2	Frequency dependence of acoustic properties	102
11.3	Factors controlling the micrite distribution	108
12	Conclusion	110
12.1	Conséquences pour la modélisation des circulations fluides du secteur	122
12.2	Émersions et propriétés physiques des HP oxfordiens	123
12.3	Préservation de la microporosité	123
12.3.1	Le colmatage de la porosité par des phases cristallines ultérieurement dissoutes	126
12.3.2	Des phénomènes de surpression de pore	126
12.3.3	Changement de propriété de l’eau dans les micro et nano-confinements	127
12.4	Modélisation des perméabilité de l’Oxfordien calcaire	128
12.5	Mesure de l’atténuation sismique en laboratoire	129
12.5.1	Principe d’atténuation	129

12.5.2	Méthode de mesure : le rapport de spectres	129
12.5.3	Résultats des mesures et perspectives	130
12.6	Anisotropie de perméabilité de roches carbonatées	131
12.6.1	Cadre d'étude	131
12.6.2	Mesure de la perméabilité sous pression	132

CETTE étude financée dans le cadre d'un contrat ForPro a été effectuée au sein du laboratoire Géosciences et Environnement Cergy de l'Université de Cergy-Pontoise, en partenariat avec l'UMR CNRS 8148 Géosciences Paris Sud de l'Université d'Orsay et le Laboratoire de Géologie de l'École Normale Supérieure de Paris, UMR CNRS 8538.

Ce travail s'intègre dans un vaste programme de reconnaissance géologique du site de Bure (département de la Meuse/Haute-Marne), dont un des objectifs est l'élaboration d'un modèle hydrogéologique des écoulements du secteur. En particulier, l'objet de cette étude est d'apporter une meilleure connaissance des propriétés physiques des carbonates de l'Oxfordien moyen et supérieur de l'Est du Bassin de Paris. Ces carbonates constituent la couverture sus-jacente à la couche-hôte argileuse du Callovo-Oxfordien susceptible d'accueillir les déchets radioactifs à haute activité (*HA*) et moyenne activité à vie longue (*MA – VL*). Cette série carbonatée présente de nombreux contrastes de porosité et de perméabilité et sept niveaux en particulier ont fourni des venues d'eau lors des différentes campagnes de forage effectuées sur le site (ici, le forage EST205) ou dans la zone de transposition. Les propriétés physiques de ces formations calcaires régissent donc en grande partie les possibles circulations de fluides. Comprendre les paramètres qui contrôlent ces paramètres physiques constitue un enjeu scientifique essentiel à la compréhension du modèle hydrologique actuel du secteur.

D'autre part, cette étude s'intègre pleinement dans les thématiques des réservoirs carbonatés microporeux dans lesquels les paramètres de contrôle microstructuraux sur les propriétés physiques sont très peu documentés ou non identifiés.

Après avoir rappelé le cadre géologique de l'étude, les différents éléments de sédimentologie, primordiaux afin d'identifier les microstructures rencontrées le long de l'intervalle considéré sont présentés. L'ensemble des protocoles utilisés pour l'acquisition des données fait l'objet

d'un chapitre détaillé. Les résultats des interprétations ont donné lieu à une publication présentée au chapitre 5 de cette partie. Les derniers chapitres sont consacrés à une discussion sur l'origine géologique des niveaux microporeux observés dans l'oxfordien calcaire du bassin de Paris et les mécanismes possibles de leur préservation au cours du temps.

2.1 Contexte géologique

Le bassin de Paris figure parmi les entités géologiques les plus étudiées dans le monde. L'avènement de la stratigraphie séquentielle et le regain pour l'exploration pétrolière dans les années 70-90, ont rendu possible de nombreuses investigations géologiques s'appuyant notamment sur des forages et des mesures géophysiques [De Wever *et al.* 2002]. Le bassin de Paris fait partie intégrante d'une grande aire sédimentaire intra-cratonique formée durant la grande période d'extension océanique du Permo-Trias [Guillocheau *et al.* 2000]. Ces bassins voient leur subsidence évoluer à très long terme (100 à 200 Ma) sous l'effet du refroidissement de la lithosphère [Robin, 1997; De Wever *et al.* 2002]. Sa forme en “sac” (*sag basin*) caractéristique ne sera acquise qu'au cours du Cénozoïque. De manière générale, le bassin de Paris est le résultat d'un cycle sédimentaire de plus de 240 Ma qui forme aujourd'hui une flexure lithosphérique de grande longueur d'onde (600 km) avec une épaisseur de plus de 3000 m de sédiments accumulés au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque [De Wever *et al.* 2002] (Figure 26).

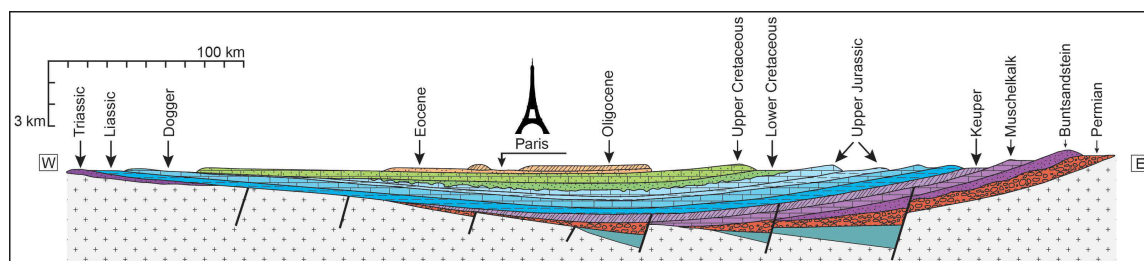


FIGURE 26 – Coupe théorique Est-Ouest du Bassin de Paris, modifié d'après Delmas *et al.* [2010].

L'évolution géodynamique du Bassin de Paris au Jurassique supérieur est étroitement liée à celle de la marge Atlantique Nord, et dans une moindre mesure à celle de la marge Téthysienne. à l'échelle des plaques lithosphériques, l'Océan Atlantique n'est alors qu'au

stade de proto-océan et l'Europe du Nord-Ouest est encore rattachée au Groenland et à l'Amérique du Nord [Enay 1980]. Au Sud-Est, le Bassin de Paris communique avec un domaine téthysien déjà bien individualisé [Enay, 1980; Guillocheau et al. 2000] (Figure 27). Dans ce cadre de distension généralisée, qui se traduit par la réactivation de failles hercyniennes, le bassin de Paris enregistre une tectonique distensive de grande longueur d'onde et d'orientation Est-Ouest.

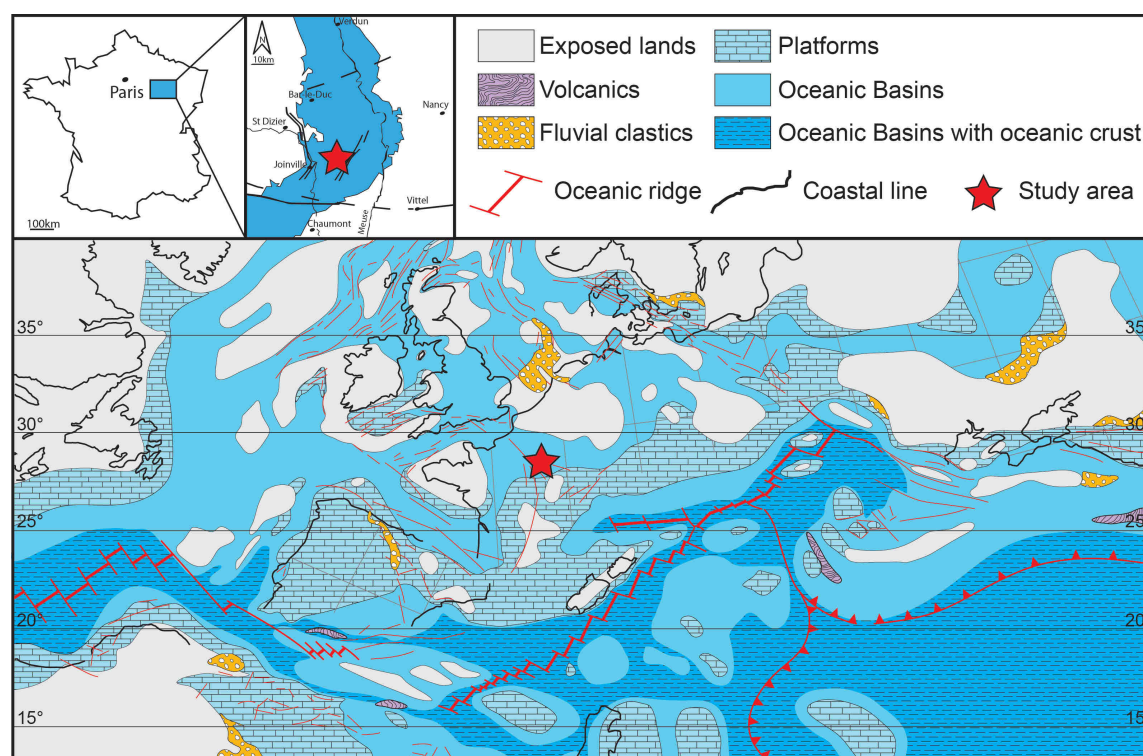


FIGURE 27 – Carte paléogéographique Péri-Téthys du Jurassique Supérieur (Kimmeridgien), modifié d'après Dercourt et al. [1993].

De nombreux travaux ayant abouti à la création de cartes paléogéographiques [Dercourt et al. 1993] situent le bassin de Paris à des latitudes comprises entre 30° et 35° de latitude nord à l'Oxfordien. Plusieurs plates-formes ou rampes carbonatées peu profondes s'étendent du Bassin de Paris au Jura. La plate-forme Lorraine est connectée au sud-est avec les environnements de plates-formes externe jurassiens. Ces derniers s'ouvrent vers le sud sur le Bassin Dauphinois et la Téthys. Le nord de l'Europe est quant à lui le siège d'une sédimentation silicoclastique intense dont le matériel provient des massifs cristallins émergés tels que le massif Bohémien, le Massif Rhénan, le Massif Londres-Brabant et le Massif armoricain. Ces deux derniers alimentent de manière sporadique le Bassin de Paris (Figure 28).

Le site Andra se situe dans l'Est du Bassin de Paris sur la commune de Bure. En surface, le site est implanté sur les calcaires tithoniens du Jurassique supérieur. Dans l'Est du Bassin de Paris, les affleurements du Malm sont organisés selon une bande orientée nord-sud

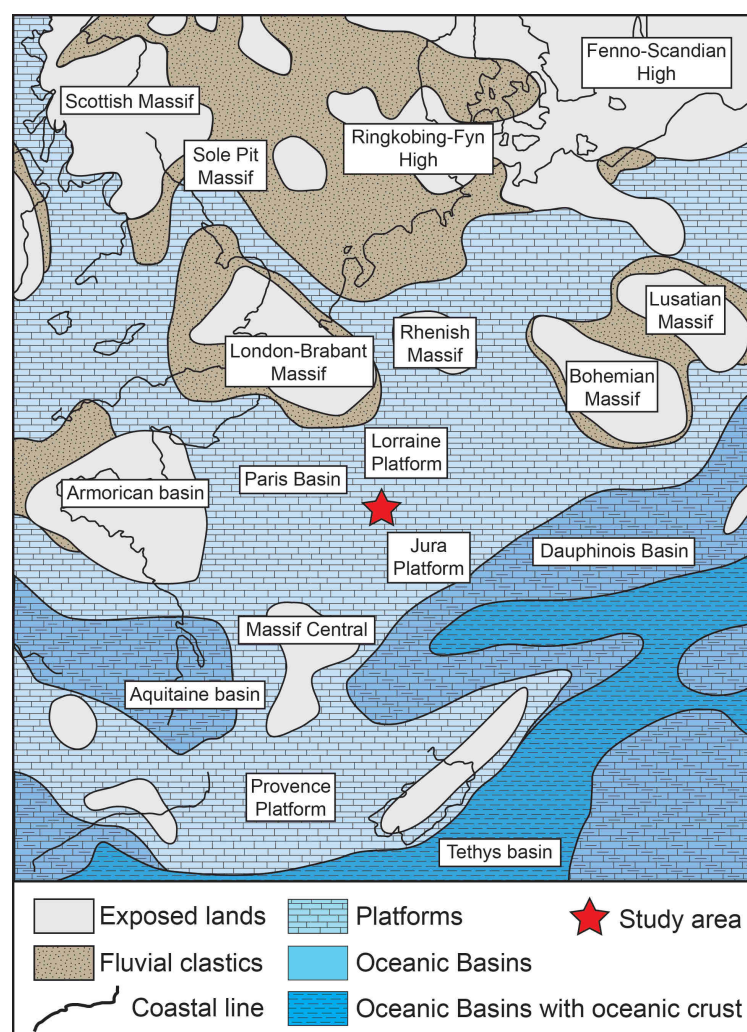


FIGURE 28 – Carte paléogéographique du Bassin de Paris à l'Oxfordien, modifié d'après Carpentier et al. [2010].

délimitée au nord par le massif Brabant-Ardenne et au sud par la partie septentrionale du Massif Central (Figure 29).

Les séries forment une structure homoclinale dont le pendage régional est de l'ordre de 2% en direction du centre du Bassin de Paris. Ce pendage est issu des phases tectoniques compressives du Crétacé inférieur et du Tertiaire [Guillocheau et al. 2000]. Les dépôts de la bordure est du Bassin de Paris sont parcourus par des accidents hérités de la phase hercynienne (Faille de Vittel, Faille de Metz, Failles de la Marne, Faille de Saint-Martin-de-Bossenay) ou d'origine présumée plus récente (Fossé de Gondrecourt, Fossé de Joinville) [Le Roux, 1980]. Le laboratoire Andra se situe à une profondeur de 490 m au sein des argilites callovo-oxfordiennes (Formation des Argiles de la Woëvre). Les couches de couverture correspondent aux carbonates de l'Oxfordien moyen, aux alternances argilo-carbonatées de l'Oxfordien supérieur et du Kimméridgien et aux calcaires tithoniens.

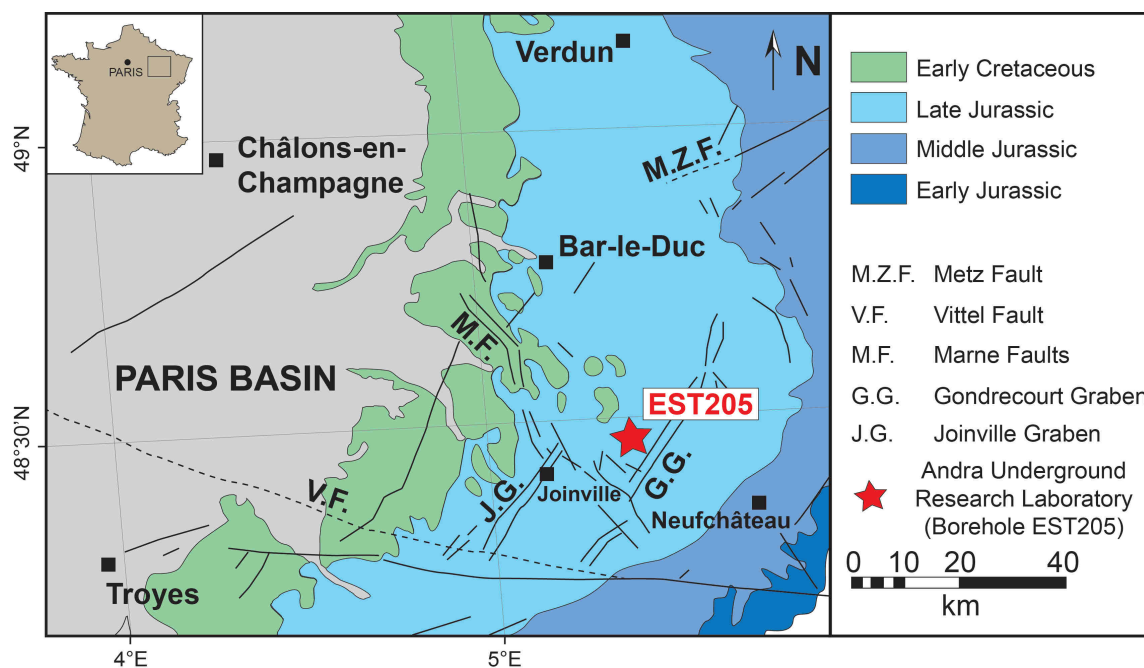


FIGURE 29 – Carte géologique de l'Est du Bassin de Paris, simplifié.

L'objectif de cette partie est de documenter et d'interpréter les variations verticales des faciès rencontrés dans le forage EST205. Ces éléments de sédimentologie sont primordiaux afin d'identifier les microstructures rencontrées le long de l'intervalle, et serviront à l'étude approfondie et détaillée des propriétés physiques de l'Oxfordien. La détermination des faciès et les interprétations environnementales reposent sur l'étude des textures, des éléments constitutifs (bioclastiques et non bioclastiques), des structures sédimentaires, de la bioturbation et de l'hydrodynamisme [Flügel, 2009]. Cette étude faciologique a été menée à l'échelle macroscopique sur les carottes des sondages et à partir des lames minces.

3.1 Faciès et Paléoenvironnements

Le modèle sédimentologique proposé met en évidence sept lithofaciès regroupés en quatre associations de faciès caractéristiques d'un environnement de dépôt de plate-forme carbonatée. Les observations des lithofaciès et leurs principales interprétations en termes d'environnements de dépôts sont décrites dans le tableau de faciès de la Figure 30. Les interprétations environnementales de chaque association de faciès sont abordées en détail ci-dessous.

Lithofacies	Non-bioclastic components	Bioclastic components	Sedimentary and biogenic structures	Grain size, sorting and laphonomy	Energy and depositional environment	General environmental interpretation
F1 - Bivalves and echinoid mudstone / wackestone <i>n</i> = 2	Intraclasts (R)	Bivalves (C), echinoids (C) serpulids (<i>Mollerna basilensis</i>) (R) foraminifera (<i>Nodosariidae lenticalina</i> , <i>Alveosepta jaccardi</i>) (R)			Low to moderate energy lower to upper offshore	Outer platform environment
F2 - Coral bioconstructions and coral - microbialites <i>n</i> = 5	Oncoids (R), peloids (R)	Lamellar massive corals (A), bivalves (R), brachiopods (R), echinoids (C) foraminifera (<i>Lithocodium aggregatum</i> (C), <i>Troglotella incrustans</i> (R)), coral debris (F), microbial crusts (<i>Bacinnella irregularis</i>) (A)	Encrusted and bound organisms (corals)		High energy, wave dominated shoreface	Inner platform environment - Reef
F3 - Micritic ooid grainstone / mudstone (locally packstone) <i>n</i> = 14	Micritic ooids (A), oncoids (R) intraclasts (R), peloids (R)	Bivalves (C), gastropods (R) brachiopods (R), coral debris (R) echinoids (C), crinoids (C), bryozoans (<i>Berenicea</i>) (R), foraminifera (<i>Lenticulina</i> (R), <i>Mitiloides</i> (R), <i>Textulariids</i> (C))	Low angle stratification	~250 µm - 500 µm well to very well sorted	High energy, wave dominated shoreface	Inner platform environment - Shoal
F4a - Oncoïd - peloid packstone <i>n</i> = 31	Micritic ooids (R), oncoids (F) <i>bacinnella</i> oncoids (C) intraclasts (R), peloids (A)	Bivalves (C), brachiopods (R) bryozoans (R), echinoids (C), gastropods (R), <i>Hatimeda</i> (R) foraminifera (<i>Mitiloides</i> (C) <i>Textulariids</i> (C) <i>Alveosepta jaccardi</i> (R)), ostracods (R), serpulids (C) <i>Bacinnella irregularis</i> (F), <i>Cayeuxia</i> (R)		~100 µm - 5 mm Moderately to poorly sorted well-preserved shells	Low to moderate energy distal lagoon / shoal transition	Inner platform environment - Lagoon
F4b - Peller wackestone / packstone <i>n</i> = 4	Peloids (A)	Bivalves (R), foraminifera (<i>Mitiloides</i> (R), <i>Textulariids</i> (R))		~10 µm Well sorted	Low to moderate energy restricted lagoon	
F4c - Bioclastic wackestone / mudstone with <i>Bacinnella irregularis</i> <i>n</i> = 25	Ooids (R), oncoids (R) intraclasts (R), peloids (R)	Bivalves (C), brachiopods (R) coral debris (R), echinoderms (C) foraminifera (<i>Lithocodium aggregatum</i> (R) <i>Troglotella incrustans</i> (R) <i>Mitiloides</i> (C), <i>Textulariids</i> (C) <i>Alveosepta jaccardi</i> (C)) <i>Bacinnella irregularis</i> (F) gastropods (R), sponge spicules (R)	Peloidal structures and microbial crusts	Well-preserved shells	Low energy, input from nearby shoals proximal and protected lagoon	
F4d - Foraminiferal and peloidal packstone / grainstone <i>n</i> = 12	Ooids (R), oncoids (R) peloids (A)	Bivalves (R), brachiopods (R) echinoderms (C), foraminifera (<i>Mitiloides</i> (C), <i>Textulariids</i> (C) <i>Alveosepta jaccardi</i> (C), <i>bacinnella irregularis</i> (F)	Peloidal structures and microbial crusts	Very well sorted well-preserved shells	Low energy, input from nearby shoals proximal and protected lagoon	

(A) = abundant, (F) = frequent, (C) = common, (R) = rare

FIGURE 30 – Description des lithofaciès.

La première association de faciès (F1) est caractérisée par des faciès marneux et des textures mudstones-wackestones parfois très bioturbés, typiques d'environnements d'offshore supérieur. La faune est essentiellement représentée par des bivalves, des échinodermes, et quelques foraminifères benthiques et serpules. La faune benthique est bien préservée et suggère un hydrodynamisme relativement faible. De rares accumulations d'individus fragmentés impliquent une influence des tempêtes dans un environnement profond, très certainement au-dessus de la limite d'action des vagues de tempête. La seconde association de faciès (F2) présente des faciès boundstones, à coraux et microbialites. Ces structures biohermales peuvent être exclusivement constituées de formes lamellaires, branchues, massives ou un mixte de trois. Le sédiment interne et externe est une matrice micritique formée d'une proportion variable de microbialites (structures trombolitique et leolithique). La faune est abondante, en particulier la cyanobactérie *Bacinella irregularis*. Cette association F2 est caractéristique d'environnements récifaux de plate-forme interne. La troisième association de faciès (F3) est caractéristique de plate-forme interne. Les faciès sont essentiellement des grainstones oolitiques, bioclastiques, parfois à entroques, et présentant souvent des litages obliques de dunes sous-marines caractérisant les environnements de shoals. Les grainstones sont très bien triés et livrent de petites oolites concentriques ($250\ \mu\text{m}$ - $500\ \mu\text{m}$). En arrière des shoals, des faciès caractéristiques d'environnements protégés de lagons peuvent se développer (association F4 : packstone à oncolites et péloïdes, packstone-wackestone à pellets, mudstone-wackestone bioclastique à *Bacinella irregularis* et des packstones à foraminifères). L'abondance générale en péloïdes et pellets, la présence d'encoûtement microbiens et la très faible diversité de la faune benthique suggère un environnement marin de faible énergie, protégé (F4b et F4c), ou à la transition lagon-shoal (F4a et F4d). La section étudiée est largement dominée par les faciès micritiques (mudstones, wackestones et packstones) tandis que les faciès granulaires (grainstones) sont localisés sur des niveaux de faible épaisseur. Les carbonates de l'Oxfordien moyen sont représentés essentiellement dans la partie inférieure par des formations récifales alternant avec des faciès oolithiques et/ou oncolithiques de shoal. La partie supérieure de l'Oxfordien moyen correspond à une alternance de calcaires oolithiques et de mudstones proximaux (lagon) de plate-forme peu profonde et des niveaux marneux (Figure 31).

3.2 Cadre séquentiel

Une étude stratigraphique sur un seul forage ne permet pas d'établir un cadre séquentiel très contraint. Cependant, les séquences de dépôts de l'Oxfordien étant très bien décrites la reconnaissance des séquences dans le forage EST205 est facilitée. Selon la définition proposée par *Vail et al. [1977]*, les cycles de dépôt proposés sont donc construits sur la base de

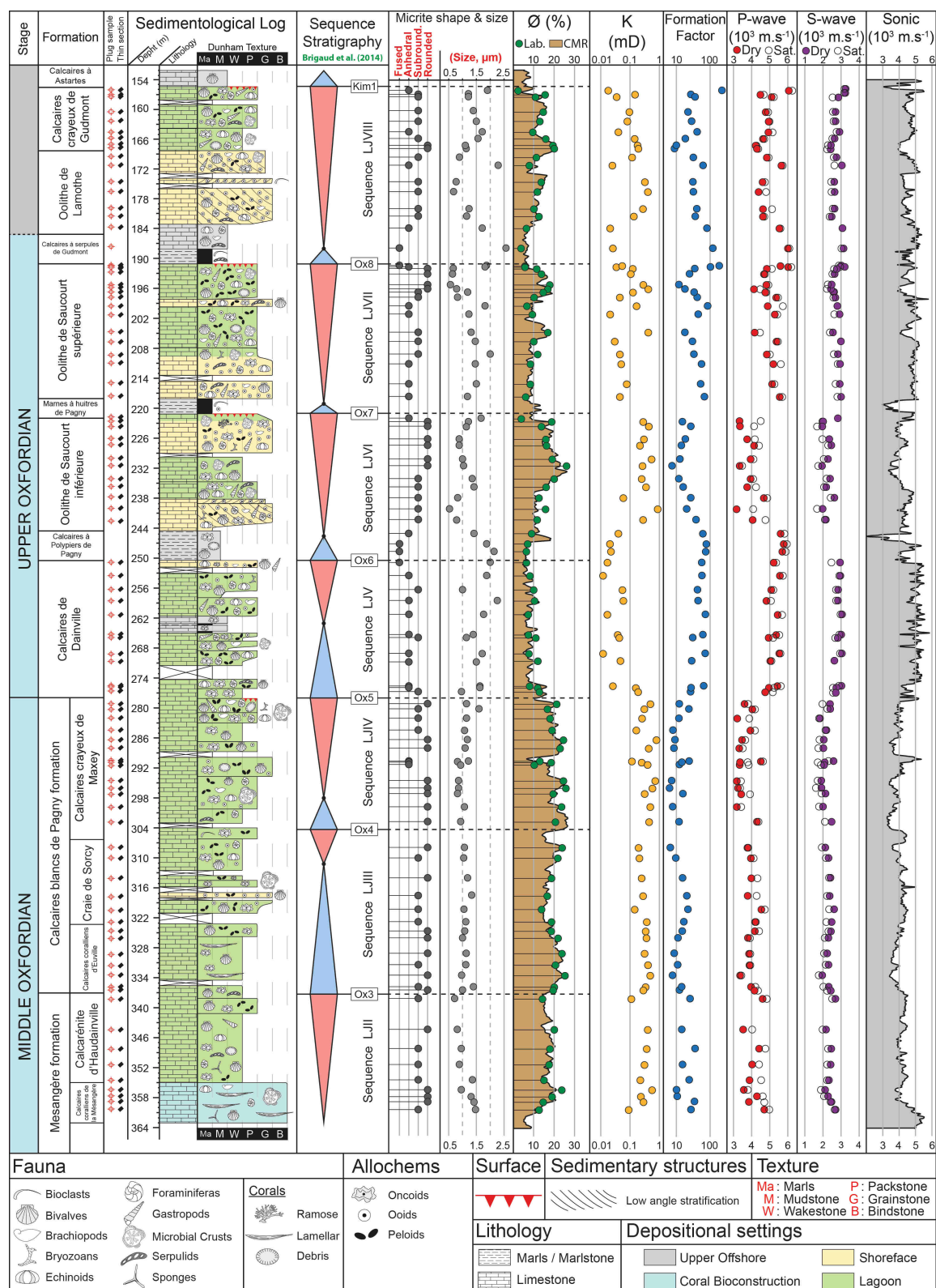


FIGURE 31 – Log sédimentaire, association de faciès et stratigraphie séquentielle du forage EST205 de l'Est du Bassin de Paris.

l'enchaînement vertical des associations de faciès, et correspondent aux séquences proposées par *Brigaud et al. [2014]* pour le Jurassique supérieur. Sept séquences stratigraphiques, assimilées à des séquences de 3ème ordre, sont reconnues. En intégrant les principaux producteurs carbonatés (associations d'allochems) et l'architecture révélée par les modèles stratigraphiques disponible dans la littérature, les 7 associations de faciès peuvent être regroupées sur une morphologie de plate-forme qui représente approximativement l'Oxfordien moyen (Figure 32).

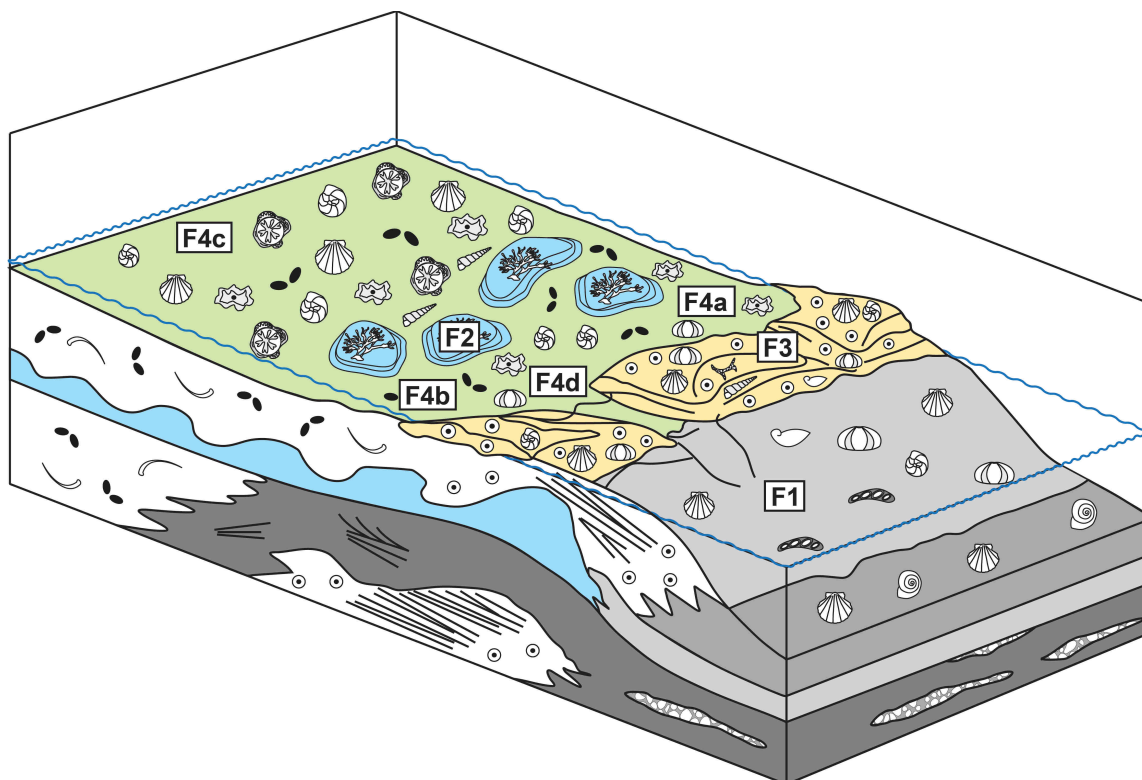


FIGURE 32 – Modèle stratigraphique de la plate-forme carbonatée oxfordienne de l'Est du Bassin de Paris (Oxfordien moyen), modifié d'après Vincent [2001] et Carpentier [2004].

L'Oxfordien moyen et supérieur représente une importante période de croissance de carbonates néritiques dans le Bassin de Paris. L'Oxfordien moyen débute par des bioconstructions coralliennes pendant un hémicycle régressif de second ordre qui favorise le développement d'une plate-forme barrée faisant face à un domaine marin ouvert. Durant la fin de l'Oxfordien moyen se forme une plate-forme isolée où se développe un domaine de lagon en arrière d'un shoal oolithique. Cet environnement de lagon bien individualisé est à l'origine des faciès boueux rencontrés le long de l'intervalle considéré. Cette plate-forme est présente jusqu'au sommet de la séquence R8 à la transition Oxfordien moyen/supérieur, où une surface d'émersion est reconnue [*Carpentier et al. 2014, Brigaud et al. 2014*]. La plate-forme évolue alors progressivement en une morphologie de rampe carbonatée, grâce aux ennoiements répétitifs qui apparaissent durant l'Oxfordien supérieur. Cette rampe est

caractérisée par des alternances de faciès granulaires, boueux et marneux, où les surfaces Ox7, Ox8 et Kim1 sont identifiées comme des surfaces d'émersion [*Carpentier et al. 2014*].

L'objectif de cette partie est de documenter et d'interpréter les propriétés physiques des calcaires de l'Oxfordien moyen et supérieur de l'Est du bassin de Paris et plus généralement des réservoirs carbonatés microporeux. Cette partie se compose d'une publication dans la revue *Journal of Geophysical Research*.

4.1 Les niveaux transmissifs oxfordiens

Les analyses pétrophysiques effectuées sur les forages et/ou déduites des diagraphies ont confirmé les faibles porosités et perméabilités générales des encaissants calcaires de l'Est du Bassin de Paris ($\phi \leq 5\%$ et $K \leq 0.5$ mD). Toutefois, ces analyses pétrophysiques ont mis en exergue la présence de niveaux beaucoup plus perméables et transmissifs. En particulier, plusieurs niveaux transmissifs dans l'Oxfordien calcaire sont reconnus (horizons poreux HP 1, HP 2, HP 3, HP 4, HP 5, HP 6 et HP 7) et jouent un rôle important sur l'hydrogéologie du site [*Ferry et al. 2002; Scholz & Garry, 2009*]. A noter qu'une étude exhaustive de mesures de porosité et surtout de perméabilités gaz, effectuée sur des plugs provenant de forages carottés n'a jamais été menée sur le site de Bure. 39 mesures de porosité mercure ont été réalisées sur des cuttings du forage EST205 et 26 sur EST204 [*ERM, 2001*]. Environ 50 mesures de porosité et de perméabilité gaz effectuées sur des cuttings des forages EST203, EST311, 312, 321, 322, 331, 342 ont été réalisées par *Lenormand [2003]*. Aucune mesure en laboratoire n'a été effectuée sur les forages carottés du Malm calcaire (HTM102, EST204, EST205 et EST104 par exemple). Seule une vingtaine de mesures en laboratoire (porosité mercure et perméabilité gaz) sur les horizons poreux oxfordiens sont disponibles dans le rapport de post-doctorat de *Carpentier [2008]*, mais ces mesures ont principalement porté sur les équivalents en affleurement (carrières de Pagny-sur-Meuse, et de Maxey-sur-Vaise). Ce travail de thèse regroupe de nouvelles mesures réalisées sur le forage EST205 et sont présentées dans l'article ci-dessous, qui traite plus généralement des propriétés réservoirs

et acoustiques des carbonates microporeux.

4.2 Matériel et méthode

Les échantillons ont été prélevés à l'aide d'un foret diamanté permettant de fournir des plugs de 25,4 mm de diamètre avec une hauteur moyenne de 5 cm. Un maximum d'analyses et d'observations est réalisé sur un même plug, ce qui permet de réaliser des comparaisons fiables entre les différents paramètres considérés. Sur chaque plug, une lame mince est réalisée sur son extrémité. Elles permettent des déterminations microstructurales. Les talons de lames minces ou chutes de plugs ont servi de support aux mesures destructives (Porosité mercure) et à des observations MEB. Un même plug nous renseigne donc sur les propriétés microstructurales et physiques de la roche (Figure 33).

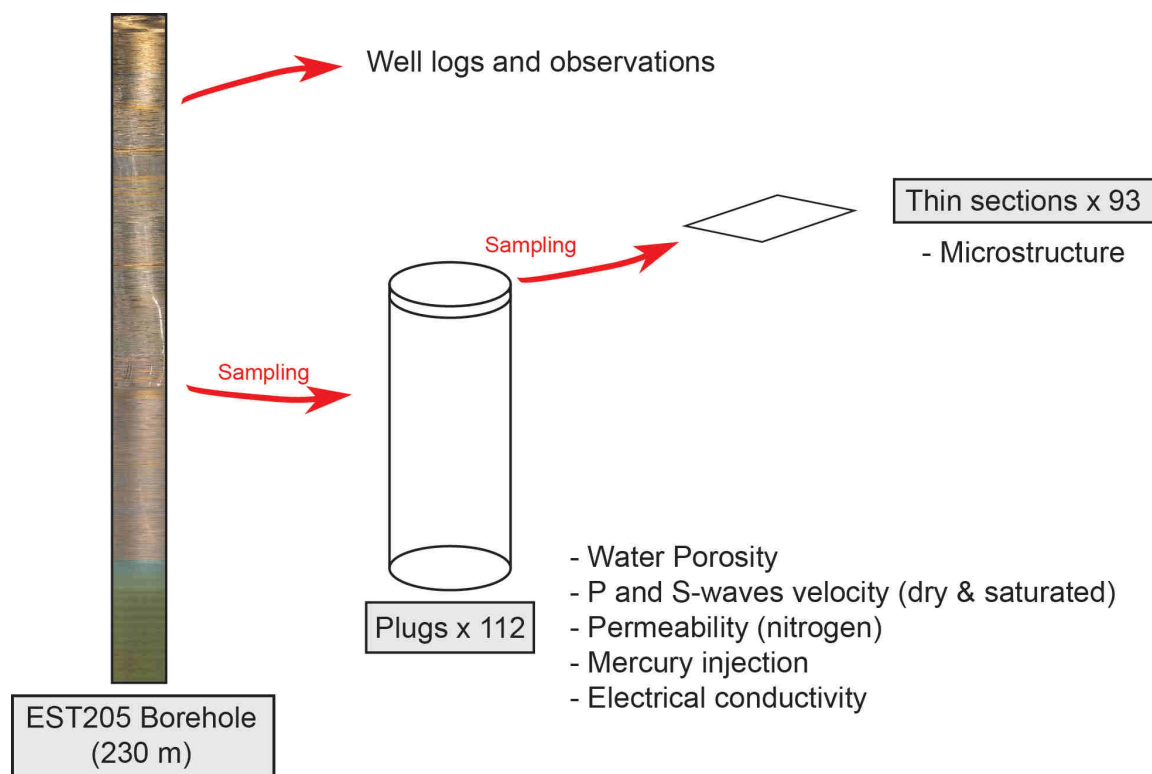


FIGURE 33 – Stratégie d'échantillonnage.

Un tableau de données récapitulant les mesures réalisées sur tous les plugs a servi de base aux comparaisons réalisées entre les aspects microstructuraux et les propriétés physiques des roches étudiées.

4.2.1 La porosimétrie à l'eau

Les mesures de porosité à l'eau ont été effectuées sur des roches imbibées en l'absence d'air, c'est-à-dire en régime monophasique. Les plugs sont préalablement séchés dans une

étuve à 60°C jusqu'à poids constant, puis placés dans un dessiccateur où ils sont soumis pendant 24 h à un vide primaire de 2.10^{-2} mm de mercure ($\approx 2,6$ Pa) entretenu par une pompe à palettes (Figure 34).

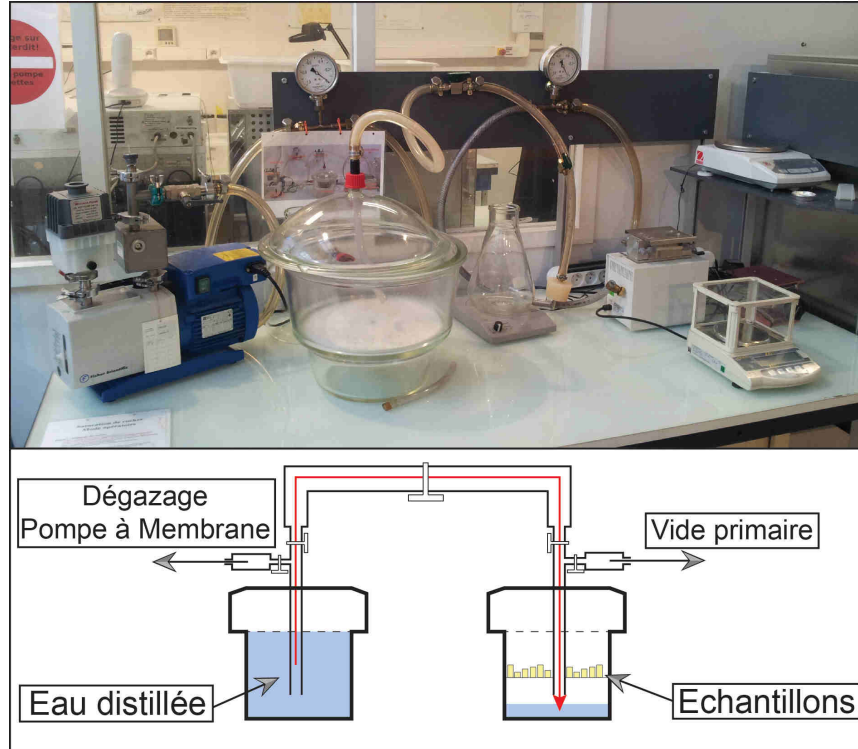


FIGURE 34 – Appareillage pour la saturation des échantillons et les mesures de porosité à l'eau.

Ils sont ensuite progressivement imbibés à leur base par de l'eau préalablement dégazée à la trompe à eau ; la hauteur d'eau est réajustée au fur et à mesure de la migration de la frange capillaire pour assurer une saturation progressive. Connaissant la masse sèche de l'échantillon W_{sec} et sa masse saturée W_{sat} , on obtient le volume poreux occupé en totalité par l'eau ($W_{sat} - W_{sec}$), puis à partir d'une pesée hydrostatique W_{hydro} qui représente la masse apparente de l'échantillon saturé et immergé dans un volume d'eau, on peut calculer le volume total de l'échantillon. La porosité connectée de l'échantillon s'exprime par :

$$\phi = \frac{W_{sat} - W_{sec}}{W_{sat} - W_{hydro}}$$

4.2.2 La porosimétrie mercure

Cette mesure destructive permet de caractériser les diamètres d'entrée des pores en appliquant une pression croissante à un échantillon immergé dans du mercure. L'échantillon est préalablement séché et soumis à un vide secondaire, puis drainé par du mercure qui possède les qualités d'un fluide non mouillant. L'augmentation de la pression tout au long de l'expérience permet d'injecter un volume cumulé de mercure de plus en plus grand, et

ainsi d'investiguer un diamètre d'entrée de pore de plus en plus petit. L'appareil utilisé est un Autopore IV 9500 Micrometrics disposant de deux cellules, pour les mesures à basse et haute pression (Figure 35A & B).

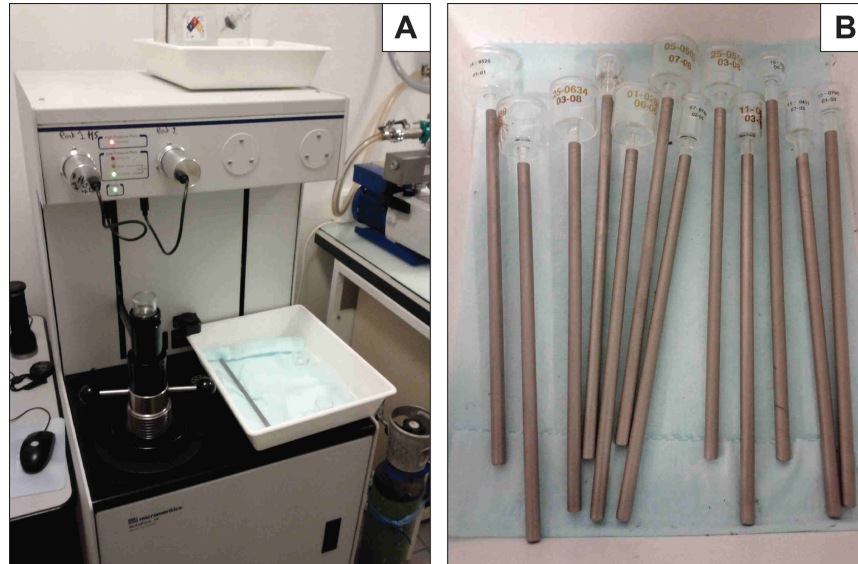


FIGURE 35 – A - Dispositif de mesure Autopore IV pour l'intrusion au mercure basse et haute pression. B - Pénétrromètres.

Le pénétrromètre sert de cellule de confinement et contient l'échantillon dans lequel est injecté le mercure sous pression. La mesure s'effectue en deux temps : (1) une phase à basse pression pendant laquelle le vide est fait dans le pénétrromètre, et le mercure injecté progressivement jusqu'à une pression de 40 MPa et (2) une phase à haute pression (jusqu'à 200 MPa). Les diamètres de seuil de pore sont ensuite déduits par l'équation de *Washburn* [1921], qui n'est valide que si l'on assimile les pores à un tube de rayon R . Ainsi, un pore est rempli à la pression correspondant au diamètre de son accès :

$$P = \frac{2\gamma|\cos\theta|}{R}$$

où P est la pression capillaire (en Pa), R est le rayon d'entrée de pore (en μm), γ est le coefficient de tension de surface (0,485 N/m pour Hg) et θ l'angle de contact entre le fluide et le solide. Théoriquement, la pression d'injection maximale de 200 MPa permet d'atteindre des seuils de pores limite de 1,78 nm.

4.2.3 La perméabilité : limite et condition de la loi de Darcy

La notion de perméabilité a été rappelée et définie dans la partie II de ce travail. *Darcy* [1858], dans le cas particulier de l'eau et dans son article intitulé "Les Fontaines de la Ville de Dijon", où il rapporte son expérience, a montré que le débit de fluide par unité de surface était proportionnel à la charge dans un corps poreux (le sable en l'occurrence)

d'une part, et d'autre part à une propriété notée K appelée coefficient de perméabilité ou conductivité hydraulique qui dépend des caractéristiques du milieu poreux et du fluide. La loi de Darcy a ensuite été généralisée en isolant l'effet du fluide et en introduisant la "vraie" perméabilité K qui elle ne dépend que des propriétés du milieu poreux.

Cependant, la loi de Darcy n'est pas applicable à tous les types de transfert de fluides dans les milieux poreux, car elle est soumise à certaines restrictions. Elle n'est valable que pour un écoulement en régime monophasique, c'est-à-dire dans le cas du transfert d'un seul fluide ou de plusieurs fluides parfaitement miscibles. Elle est limitée également aux écoulements parfaitement laminaires, c'est-à-dire aux écoulements dont le flux est unidirectionnel en tout point du réseau poreux.

L'une des différences fondamentales entre l'écoulement d'un liquide et celui d'un gaz dans un tube est liée au fait que la vitesse d'écoulement du gaz n'est pas nulle le long des parois où se produisent des glissements des molécules de gaz [Monicard, 1975]. Sous des pressions voisines de la pression atmosphérique, des chocs ont lieu entre les molécules elles-mêmes d'une part, et d'autre part, entre les molécules et les parois du tube. Quand la pression augmente, le libre parcours moyen des molécules augmente considérablement et les chocs entre les molécules diminuent et deviennent négligeables par rapport aux chocs contre les parois : ce phénomène est appelé écoulement de Knudsen [Knudsen, 1909] ou régime moléculaire. Dans ce type de flux, la notion de viscosité perd toute signification. L'application de la loi de Darcy devient alors discutable.

Afin de pallier à ce processus, Klinkenberg [1941], en transposant ses résultats à l'étude des corps poreux, a établi une relation entre la perméabilité réalisée avec un gaz ou perméabilité "réelle" K_l où le type d'écoulement précédent n'existe pas, et la perméabilité mesurée au gaz ou perméabilité "apparente" K_a :

$$K_a = K_l \left(1 + \frac{\beta}{P_f}\right)$$

où β est une constante pour une roche donnée et P_f est la pression fluide moyenne. Riepe et al. [1983] proposent une méthode graphique (Figure 36) pour déterminer la perméabilité vraie K_l et la constante de Klinkenberg β . On reporte ainsi la perméabilité K_a mesurée en fonction de $1/P_f$. La perméabilité K_l correspond à l'ordonnée à l'origine en extrapolant les mesures jusqu'à $1/P_f = 0$ par une régression linéaire (pente a) des points expérimentaux (correction de Klinkenberg), et la constante β est donc :

$$\beta = \frac{a}{K_l}$$

où K_l est la perméabilité "vraie" extrapolée à une pression de gaz infinie.

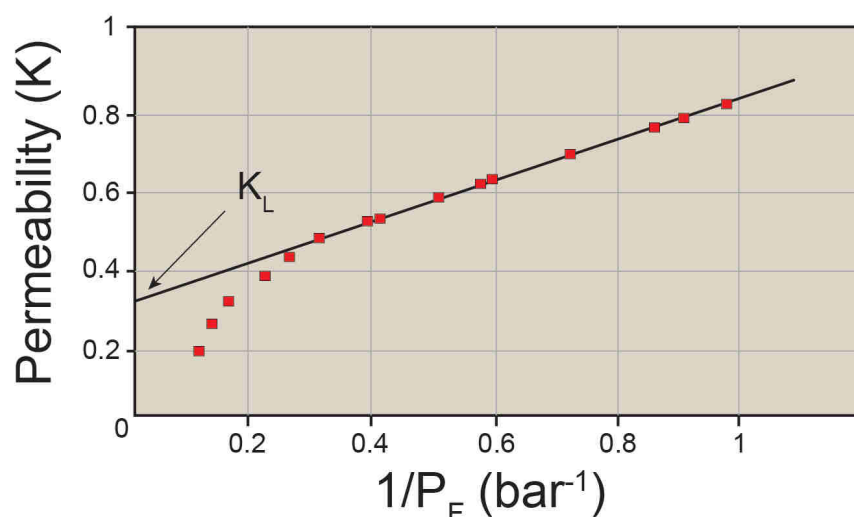


FIGURE 36 – Détermination graphique de la perméabilité K_l et de la constante de Klinkenberg β à partir de la perméabilité au gaz K_a , modifié d’après Riepe et al. [1983].

4.2.4 La perméabilité : appareillage et méthode de mesure

Les mesures ont été réalisées sur un perméamètre à charge constante utilisant de l’azote comme fluide. Celui-ci est composé principalement d’une cellule dite de *Hassler*, dans laquelle on glisse l’échantillon à analyser (Figure 37). Les échantillons sont préalablement séchés dans une étuve à 60°C puis remis à la température ambiante, et sont revêtus d’une jaquette de Néoprène (*sleeve*) suffisamment souple pour une adhésion parfaite contre la surface de l’échantillon. Le fluide appliqué sur la section supérieure de l’échantillon avec une pression P_{amont} , le traverse de part en part et ressort à la base avec une pression P_{aval} ; simultanément, une pression de confinement P_C supérieure à la pression fluide ou pression de pore P_P est appliquée latéralement autour de la jaquette de Néoprène, afin d’empêcher les écoulements sur les bords de l’échantillon. La pression est contrôlée sur le circuit de fluide, en amont et en aval de l’échantillon, et sur le circuit de confinement, au moyen de capteurs de pression et de manomètres. Toutes les valeurs de perméabilité mesurées dans cette étude ont été corrigées de l’effet *Knudsen* avec la méthode de *Riepe et al. [1983]*. Pour cela, cinq mesures de perméabilité ont été réalisées sur chaque *plug*, à des pressions de confinement P_C constantes et des pressions en amont P_{amont} variables. La plupart des échantillons ont été soumis à des P_C de 3 MPa, et certains ont fait l’objet de mesures à très haute pressions de confinement proches de 70 MPa.

4.2.5 La conductivité électrique

La caractérisation des propriétés de conductivité électrique est réalisée suivant la procédure proposée par *David et al. [1993]*. L’échantillon est saturé en saumure dont la conductivité est connue et croissante (12,5 mS, 25 mS et 50 mS), avec un lessivage entre chaque

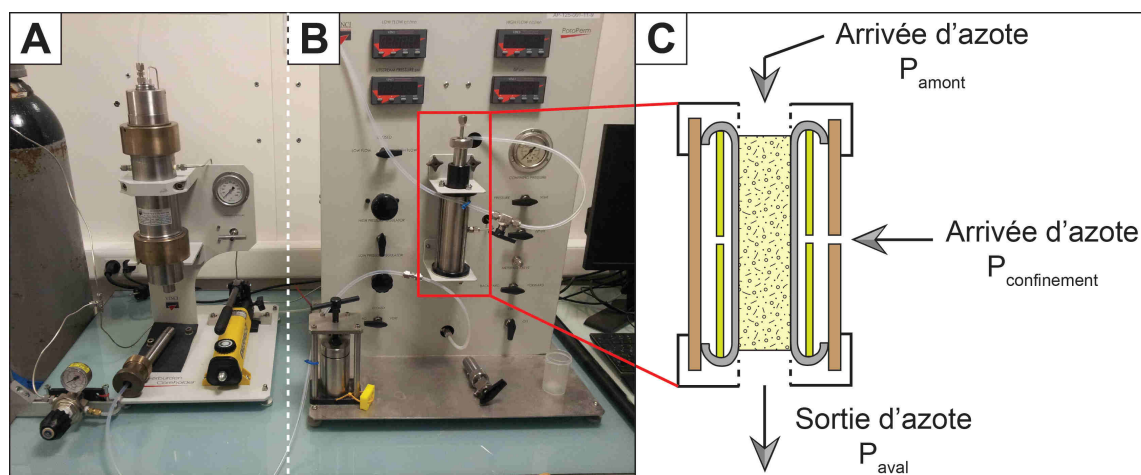


FIGURE 37 – Appareillage de mesure de la perméabilité à haut confinement (A) et bas confinement (B). C - Détail de la cellule de Hassler (*core holder*).

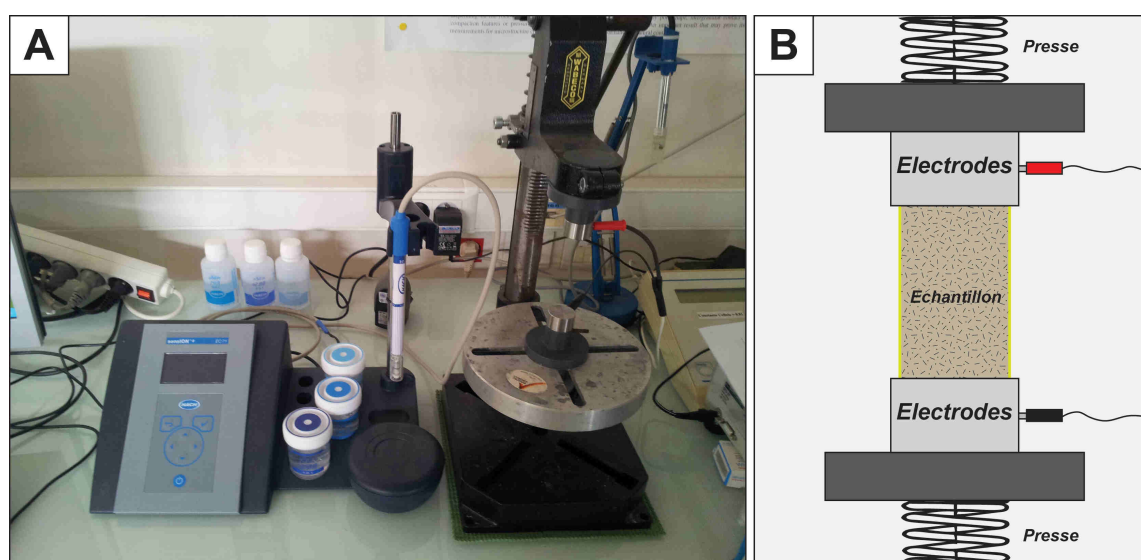


FIGURE 38 – A - Dispositif de mesure de la conductivité électrique. B - Détail de la cellule de mesure.

saturation. Les paramètres étudiés sont obtenus par régression linéaire dans le graphe représentant la conductivité de la solution en fonction de la conductivité de l'échantillon (Figure 38). La pente de la droite correspond à l'inverse du facteur de formation F , et l'ordonnée à l'origine représente la conductivité de surface σ_s . Le protocole est réalisé à l'aide d'un conductimètre Radiometer CD210 qui mesure la conductance G de l'échantillon, saturé en saumure, et placé entre deux électrodes. Afin de limiter les effets de conduction à la surface des échantillons par la pellicule d'eau résiduelle, une gaine isolante est appliquée sur toute leur longueur.

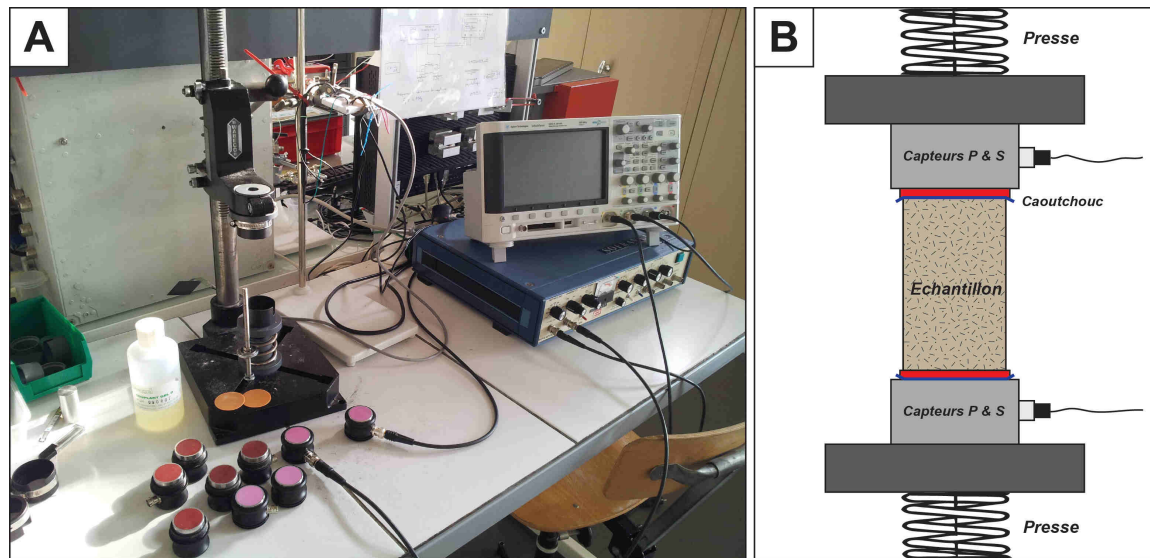


FIGURE 39 – A - Appareillage de mesure des vitesses de propagation d’ondes P & S. B - Détail du dispositif capteur-échantillon.

4.2.6 Les vitesses d’onde P & S

Méthode de caractérisation en laboratoire classique, la mesure des vitesses de propagation d’ondes est réalisée à l’aide de transducteurs composés d’un piézomètre en céramique dans lequel une déformation mécanique est induite à l’aide d’une différence de potentiel électrique produite par un générateur d’impulsions ultrasoniques. Le dispositif utilisé (Figure 39) utilise des transducteurs ultrasoniques d’onde P & S à une fréquence de 0,5 MHz. Chaque transducteur est fixé sur une presse permettant d’assurer un bon contact et une pression constante sur l’échantillon, évitant ainsi les effets liés à la relaxation lors de la mesure. Un gel couplant ainsi qu’une pastille en caoutchouc assure un bon couplage transducteur-*plug*. La vitesse de propagation est obtenue en pointant le temps d’arrivée de l’onde première *P* dès l’apparition de la première rupture du signal, enregistré via un oscilloscope. Les mesures sont réalisées sur des roches en conditions sèches et saturées.

Cet article accepté (ici, la version révisé) dans la revue Journal of Geophysical Research présente une nouvelle méthode de rock-typing pour les réservoirs carbonatés microporeux. Il est démontré qu'un lien peut être établi entre la nature des micrites (morphologie et nature des contacts) et les propriétés physiques de la roche (propriétés acoustiques et de transport). La dépendance en fréquence des mesures acoustiques est également investiguée via la théorie de la poro-élasticité (théorie de Biot-Gassmann), qui met en évidence l'effet de microcracks sur les vitesses de propagation d'ondes P et sur les valeurs de perméabilité. Ce contrôle microstructural est confirmé par les observations et les mesures de perméabilité à très haute pression de confinement. Cette analyse en fréquence permet d'affiner les différentes relations pétrophysiques en excluant les artefacts liés à l'échantillonnage.

***Acoustic and reservoirs properties of microporous carbonate rocks
implication of micrite particle size and morphology***

Regnet J.B.^(a), Robion P.^(a), David C.^(a), Fortin J.^(b), Brigaud B.^(c), Yven B.^(d),

(a) - Lab. Géosciences et Environnement, Université de Cergy-Pontoise, France

(b) - Lab. de Géologie de l'École Normale Supérieure de Paris, UMR CNRS 8538, France

(c) - Lab. Géosciences Paris-Sud, Université de Paris XI, UMR CNRS 8148, France

(d) - Agence Nationale pour la gestion des déchets radioactifs, Châtenay-Malabry, France

This integrated study provides significant insight into parameters controlling the acoustic and reservoir properties of microporous limestones, improving the knowledge of the relationships among petrophysic and microstructural content. Petrophysical properties measured from laboratory and logging tools (porosity, permeability, electrical conductivity and acoustic properties) have been coupled with thin section and SEM observations on the EST205 borehole from the Oxfordian limestone aquifer of the Eastern part of the Paris Basin. A major achievement is the establishment of the link between micrite microtexture types (particle morphology and nature of inter-crystal contacts) and the physical response, introducing a new effective and interesting rock-typing approach for microporous reservoirs. Fluid-flow properties are enhanced by the progressive augmentation of intercrystalline microporosity and associated pore throat diameter, as the coalescence of micrite particles decreases. Concerning acoustic properties, the slow increase of P-wave velocity can be seen as a reflection of crystal size and growing contact cementation leading to a more cohesive and stiffer micrite microtexture. By applying poroelasticity theory on our samples, we show that velocity dispersion can be a very useful tool for data discrimination in carbonates. This dispersion analysis highlights the presence of microcracks in the rocks, and their overall effect on acoustic and transport properties. The presence of microcracks is also confirmed with observations and permeability measurements under high confining pressure. Finally, a possible origin of high porous levels in neritic limestones is a mineralogical dissolution of carbonates through freshwater-related diagenesis during subaerial exposure time. Finally, by applying poroelasticity theory on our samples, we show that velocity dispersion can be a very useful tool for data discrimination in carbonates.

The complex nature of carbonate rocks is a major challenge when interpreting seismic data for reservoir characterization. Understanding the relations between sonic velocity and carbonate rock fabric is one of the keys to interpret data from seismic sections or from acoustic logs [Kenter *et al.*, 2002; Verwer *et al.*, 2008]. Identifying the origin of reflectivity on seismic lines or calculating impedance models for synthetic seismic sections need reliable correlations between rock velocity and other petrophysical properties such as porosity, permeability or density [Campbell and Stafleu, 1992; Anselmetti and Eberli, 1993; Verwer *et al.*, 2008].

Recent studies have shown that seismic properties of carbonate rocks are affected by many parameters such as rock fabric, pore type and shape, porosity and pore fluid, making it difficult to attribute changes in seismic expression to any one parameter [Anselmetti and Eberli, 1993, 1999; Kenter *et al.*, 1997, 2002, 2007; Assefa *et al.*, 2003; Verwer *et al.*, 2008; Weger *et al.*, 2009; Brigaud *et al.*, 2010; Casteleyn *et al.*, 2010, 2011]. These studies have mainly been focused on grain-supported limestones that can have a high macropore space development. Microporous limestones constitute an important share of petroleum reservoirs in the Middle East and present a considerable economic interest [Ehrenberg *et al.*, 2008]. However, acoustic properties of those microporous units have until now received less attention because compared to granular limestone, they are characterized by lower permeability, they contribute less significantly to fluid flow and they make water/oil saturation/recovery difficult to predict and achieve [Ehrenberg *et al.*, 2008; Mallon and Swarbrick, 2008; Varnario and Mavko, 2011]. The porosity of these reservoirs is moderate to excellent (8% - 30%), whereas its permeability is poor to moderate (0.1 mD to 200 mD, Kaldi [1989]; Moshier [1989a]; Deville de Periere *et al.*, [2010]). In these limestones, inter-crystalline micropores (pore diameter $< 10 \mu\text{m}$ as defined by Lønøy [2006]) mostly occur in a lithified matrix composed essentially of microcrystalline calcite particles (“micrite”, Folk [1966]). These microporous limestone display specific log responses (due to high capillary attrac-

tion to the wetting phase) or specific responses from laboratory measurements of porosity, permeability or acoustic properties [Japsen *et al.*, 2004; Røgen *et al.*, 2005; Fabricius *et al.*, 2007; Gommesen *et al.*, 2007; Richard *et al.*, 2007; Fournier and Borgomano, 2009; Volery *et al.*, 2010; Deville de Periere *et al.*, 2011; Vanorio and Mavko 2011].

Authors have shown that acoustic and resistivity measurements from wire-line logging surveys in micritic limestones correspond to parameters related to cementation of micrite particles and to the nature of the fluid-saturation [Fabricius, 2003; Japsen *et al.*, 2004; Fabricius *et al.*, 2007; Gommesen *et al.*, 2007]. Some studies also provide petrophysical ranges of the porosity and permeability properties associated with micrite morphologies and proposed morphological classification partly related to those properties [Lambert *et al.*, 2006; Richard *et al.*, 2007; Volery *et al.*, 2010; Deville de Periere *et al.*, 2011]. Theories and relationships that describe sonic wave propagation in siliciclastic media [Wyllie *et al.*, 1956; 1958, Gardner *et al.*, 1974; and Raymer *et al.*, 1980] are hard to apply in the complex systems of pure carbonates because of their textural complexity and their several diagenetic pathways [Kenter *et al.*, 1997, 2002; Eberli *et al.*, 2003; Brigaud *et al.*, 2010]. More precisely, the classic velocity-porosity transforms and the Gardner's empirical relation allow the prediction of P-wave velocity from porosity or bulk density but fail to account for the variation in velocity at a given porosity value. Those empirical relationships still have substantial limitations in carbonates media because they do not take into account the pore space parameters or mixed mineralogy [Kenter *et al.*, 2002]. This paper reports a detailed rock physic study coupled with microstructural observations from cores of the Late Jurassic Limestones located in the eastern part of the Paris Basin. From the Middle Oxfordian to the Late Oxfordian, deposits exhibit successions including mainly shallow-marine carbonates. This succession is of primary importance since the French National Radioactive Waste Management Agency (Andra) has built, within the underlying Callovo-Oxfordian clay-rich formation, an underground research laboratory. Furthermore, they constitute a main aquifer in the area, and constraining the heterogeneity of porosity/permeability is thus a prerequisite to building a robust model from seismic data for simulating fluid flows in the study area [Mari & Yven, 2014].

A couple of key geophysical surveys, integrating both seismic and well drilling (coring and wireline logs), were achieved in the area. Samples described in this study come from the EST205 borehole which is one of the accessing well to the underground research laboratory located in the underlying clay-rich formation and constitutes an uninterrupted record of the Oxfordian limestones for observations and sampling. We investigated the petrophysical properties of about 112 core samples combined with optical microscopy and scanning electron microscope (SEM) : (1) to identify and discuss the relationships between micri-

tic microtextures and petrophysical data (e.g. porosity, permeability, P-wave velocity and pore throat radius distribution), and (2) to examine deviations between logging and laboratory measurements. This integrated study provides significant insight into parameters controlling the acoustic and reservoir properties of microporous limestones, improving the knowledge of the relationships among petrophysic and microstructural content.

The Paris Basin is an intracratonic basin. Its Eastern margin forms a homoclinal geometry gently dipping towards the west, outcropping along a north to south arc-shaped strip (Figure 40A).

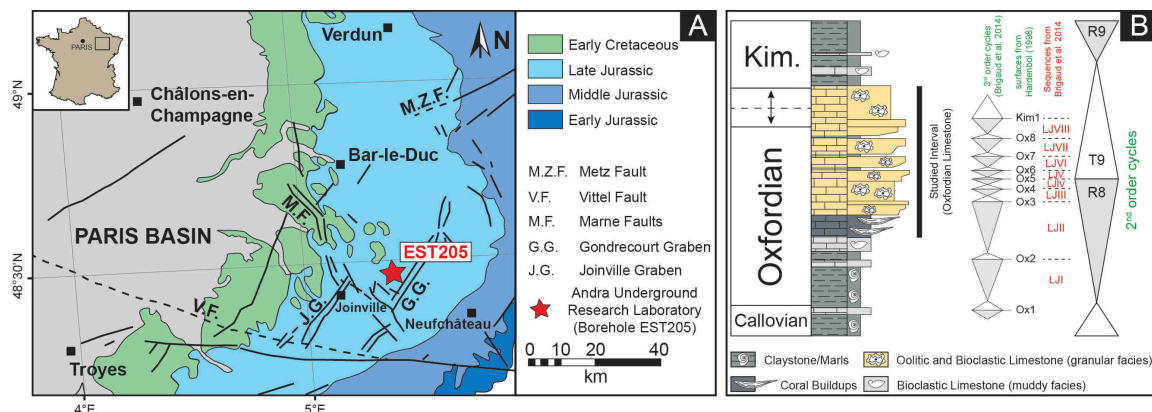


FIGURE 40 – A - Location of the study area on a geological map of the eastern part of the Paris Basin. B - Simplified Oxfordian stratigraphic column of the eastern part of the Paris Basin with main argillaceous formation bounding Oxfordian aquifer (modified from Guillocheau et al., 2000 ; Carpentier et al., 2014 ; and Brigaud et al., 2014 ; Thicknesses not to scale).

During Late Jurassic times, the Paris Basin was covered by an epicontinental sea connected to Atlantic, Tethys and Northern Oceans, and located to subtropical latitudes (30° N - 35° N, *Thierry, [2000]*). In a geodynamic context, the Oxfordian corresponds to a period of rapid oceanic spreading in Tethys and Central Atlantic, and a period of thermal doming in the North Sea [*Guillocheau et al., 2000, Golonka, 2007*]. The study interval extends from the Middle Oxfordian (Transversarium zone) to the Late Oxfordian (Bimmammatum zone), and is well-known in terms of depositional environments and diagenetic characteristics [*Brigaud et al., 2014a ; Carpentier et al., 2014* and references therein].

The Middle and Late Oxfordian constitute one of most important period of shallow-carbonate growth in the Paris Basin [*Brigaud et al., 2014a*]. At the beginning of the

Middle Oxfordian, early coral colonization during a second-order regressive hemicycle R8 (depositional sequences LJI to LJIV) [*Carpentier et al., 2014*] favors the development of a rimmed-shelf facing an open ocean to the south-west (Burgundy) (Figure 40B). After this, during the rest of the Middle Oxfordian, an isolated platform with an internal lagoonal area bounded by an ooid shoal develops in the study area. This protected environment is at the origin of muddy carbonate facies. This morphology lasted up to the top of the second-order regressive hemicycle R8 at the Middle to Late Oxfordian transition where a surface of subaerial exposure can be identified [*Carpentier et al., 2014, Brigaud et al., 2014a*] (Ox5, Figure 40B). The next second-order transgressive hemicycle T9 (depositional sequences LJV to LJVIII) was responsible for repeated flooding which occurred during the Late Oxfordian (Figure 40B). The muddy platform evolved into a ramp with alternations between granular facies units, muddy facies units and marly units, where Ox7, Ox8 and Kim1 are identified as surfaces of subaerial exposure [*Carpentier et al., 2014*]. The water table before coring was at 305m GLF (General Leveling of France).

Samples described in this study come from the Eastern Paris Basin. Laboratory measurements were performed on 112 one-inch (2.54 mm) plugs drilled and oriented horizontally with respect to the bedding along the EST205 cores (from 153 m to 382 m). All plugs were cut to an average length of 5 cm and part of each was used to make a thin section, SEM observations, and destructive experiments such as mercury injection.

The considered interval shows various mineralogical compositions (calcite, dolomite and clay). Dolomitisation only affects areas around stylolithes [*Carpentier et al., 2014*] which have been avoided during sampling, and clays are localized in marly units that have not been sampled : consequently the selected samples are made of almost 99% of calcite.

9.1 Detailed Petrography

Thin sections were impregnated with blue-died epoxy to visualize the pore space. Petrographic analyses (texture, composition) were conducted on both macro- and microscopic scale. Microfacies were analyzed on 93 thin sections. The composition of each sample was quantified by point-counting and image analysis to differentiate matrix and cement, using JmicroVision software (<http://www.jmicrovision.com>), with a minimum of 500 counts per thin sections and expressed in percentage. In the present study, the term “micrite” stands for microcrystalline calcite (crystal size below 4 μm). This term is used in a purely descriptive sense following the definition of *Folk [1962]* and defines both the fine-crystalline matrix of limestones and the fine-crystalline constituent of carbonate grains (skeletal or non-skeletal). Micrite content in sample is then the addition of microcrystalline matrix, micritic clasts and micritized bioclasts. For characterization of micrites, Scanning Electron Microscope (SEM) was used. SEM pictures were taken at three magnifications (1) 2000x for observation of the layout of the matrix, (2) 5000x for 2D measurement of the particles size directly on the picture (using J.Microvision software), and (3) 15 000x for micrite mor-

phology. Crystallometry of the micrite is defined as the median of the maximum 2D length of 250 particles measured on SEM photomicrographs at 5000x magnification. In this study, crystallometry was quantified on 93 samples. A size subdivision is used to characterize micrite crystallography, with fine ($0.1 \mu\text{m} - 2 \mu\text{m}$), coarse ($2 \mu\text{m} - 4 \mu\text{m}$), and very coarse micrite ($4 \mu\text{m} - 10 \mu\text{m}$) [Deville de Periere et al. [2011]]. Two key parameters of the micritic particle morphology are studied : their shape and their inter-crystal contacts. Here, we used the micrite texture terminology developed by Deville de Periere et al. [2011] for microporous reservoirs. Four micrite microtextures are observed and summarized in Figure 41 :

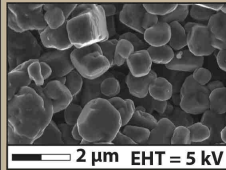
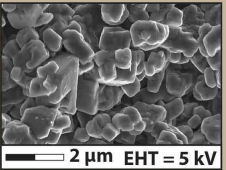
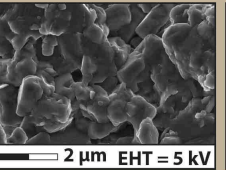
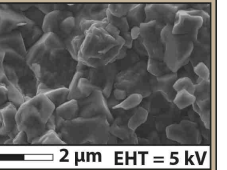
Terminology	ROUNDED	SUBROUNDED	ANHEDRAL COMPACT	FUSED
SEM observation				
Crystal Shape	Anhedral / Roundness	Subhedral	Subhedral / Anhedral	Anhedral
Intercrystalline Contacts	Punctic to Partially coalescent		Fully coalescent	Mostly indistinct

FIGURE 41 – Classification of micrite microtextures simplified and adapted from Deville de Periere et al., (2011), mainly based on crystal morphology and type of inter-crystal contact. Porous microtextures, with punctic to partially coalescent contacts, are distinct from tight microtextures with fully coalescent inter-crystal contacts.

(1) Rounded micrites mainly include anhedral micrite crystals with smooth edges and convex (non-planar) faces. Contacts are mostly punctic to partially coalescent (particles are partially welded to each other). Punctic contacts are defined as very small contact areas between the different crystals [Loreau, 1972; Lambert et al., 2006; Deville de Periere et al., 2011].

(2) Subrounded micrites are composed of subhedral to anhedral micrite particles. Edges are sharp to smooth and faces are planar to slightly convex. Contacts between crystals are partially coalescent.

(3) Anhedral compact micrites are made up of fully coalescent anhedral particles but distinct inter-crystal contacts. Moshier [1989b] defined this microtexture as “non-porous crystal mosaic texture”.

(4) Fused micrites are composed of fully coalescent anhedral particles with poorly visible inter-crystal contacts. It corresponds to the coalescent fabric described by Richard et al. [2002] and Richard [2008], and to the compact anhedral micrites of Fournier and Borgomano [2009].

Observation of mixed micrite microtextures is common in micritic samples, particularly between rounded and sub-rounded morphologies. Therefore, microtextures are defined as the dominant morphology in each sample.

9.2 Physical properties

Porosity data were obtained by the triple weight method using water and which gives access only to the volume of connected pores in the samples. Mercury injection porosimetry was performed using an Autopore IV 9500 porosimeter. It can generate pressures from $3 \cdot 10^{-3}$ to 200 MPa, providing access to pores with throat diameters of $0.03 \mu m$ to $360 \mu m$. The mercury porosimetry results are presented in the form of plots of cumulated intrusion of mercury within the sample versus pore-throat size (calculated using Washburn's formula from the mercury pressure [*Washburn, 1921*]). The analytical accuracy ranges from $\pm 0.001 \mu m$ to $\pm 0.01 \mu m$.

The gas permeability measurements were performed with a Hassler cell using nitrogen. During the measurements the flow was laminar. Permeability tests were performed with a steady-state permeameter (lower limit of 10^{-3} mD) and made at a confining pressure of 3 MPa. Some additional measurements on key samples have been made using a high confining pressure vessel (up to 70 MPa with a measurement every 7 MPa). The data have been systematically corrected of the Klinkenberg slip effect.

The experimental device for the acoustic measurements includes a set of ultrasonic transducers with 0.5 MHz central frequency for both P and S-waves that propagate along the plug axis. Ultrasonic waves are generated by a pulser (Panametrics 5058) with a frequency in the megahertz range. A mild contact force was applied during the measurement and a soft rubber membrane with coupling gel was used to maintain a good contact between transducers and core plugs. We measured the time of flight for acoustic waves traveling from the transmitter to the receiver through our samples firstly in dry and secondly in water-saturated conditions, under ambient temperature and pressure. The accuracy of velocity measurements for our data set is $\pm 1\%$.

Electrical conductivity measurements are performed with a Radiometer CD210 conductimeter. The electrical conductivity is measured along the axis of the plugs which are saturated successively with three brines (NaCl solutions) with increasing conductivity from 12.5, 25 and 50 mS/cm. The formation factor and the internal surface conductivity are calculated following the procedure given by *David et al. [1993]*. Electrical conduction in brine-saturated rocks is controlled by the geometry of the pore space : therefore, measuring the electrical conductivity in reservoir rocks gives valuable information on the pore network, but none on the solid phase [*Han et al., 2007*].

9.3 Wireline logs

Data from continuous well-logging in borehole EST205 are available. We will present the results of two particular logs of interest, the Combinable Magnetic Resonance Porosity from which porosity values are derived from NMR techniques, and sonic log data.

9.3.1 Combinable Magnetic Resonance Porosity (CMRP)

The interpretation of NMR (Nuclear Magnetic Resonance) relaxation has been used extensively during the last decade for petroleum exploration. It is now becoming a classic wireline tool providing crucial information from pore size distribution to porosity, permeability or fluid saturation [Nurmi and Standen, 1997; Westphal et al., 2005, Vincent et al., 2009]. Thus, it can obviously be used for rock-typing studies to predict the distribution of petrophysical properties in reservoirs [Akbar et al., 1995, 2001].

Here we used the CMR total porosity, i.e. calculated from T2 distribution without a threshold that usually avoids the effect of clay related fluids. The investigated width is about 2.5 cm and the vertical resolution about 15 cm. More information about the method of NMR logging can be found in Serra [1987] and Dunn et al. [2002].

9.3.2 Sonic log data

The sonic (P-waves) log corresponds to average velocity measured over several meters from the borehole and at lower frequency (10 kHz) than the measurements on core plugs. This difference in the scale of investigation can lead to ambiguous conclusions when attempting to explicitly compare and upscale velocity data from different sources [Bourbié et al., 1986; Kenter and Ivanov 1995; Kenter et al., 2002; Zinszner and Pellerin 2007]. This major issue will be discussed later in the present paper.

10.1 Sedimentary Texture

Based on their texture, composition and sedimentary structures, samples can be grouped into five facies, deposited along a carbonate platform from the upper offshore to lagoon environments. The following description and interpretation of those facies is a simplified one from a detailed work published on the matter [Carpentier et al., 2010]. The blue-died epoxy staining and SEM observations reveal strictly microporous samples (pore diameter $< 10 \mu m$ as defined by *Lønøy [2006]*) with intercrystalline micropores located in micritic matrix and/or grains. Alternations of claystone and bivalves/intraclasts mudstones were deposited in low energy environment corresponding to the upper offshore (Figure 42A). Five samples ($n = 5$) coming from the mudstone beds are studied. Wackestones ($n = 45$) are mostly composed of bioclasts (bivalves, echinoderms and foraminiferas), with high micrite content (more than 95%) and a small fraction of reworked ooids and oncoids (Figure 42B & C). Those samples were deposited under very low energy conditions in a shallow lagoon environment. Packstones ($n = 43$) are mainly composed of oncoids and peloids, with a minor bioclastic fraction (less than 10%). They were deposited in low energy environmental settings. The sorting is fairly good and ooids have generally been micritized and only phantoms of laminae appear within the cortex (Figure 42D & E). Micrite content in packstone samples is more than 90%. Grainstones are not well-developed in these limestones ($n = 14$). They are characterized by a very good sorting and micritic ooids constitute the main carbonate grains (more than 50%) (Figure 42F). Bioclastic fraction is represented by few bivalves and echinoids. Since grainstones are cemented rocks, micrite content does not exceed 70%. Grainstones samples were deposited in high energy shoal environments. Few boundstone textures ($n = 5$) represent a wide variety of biostromal to biohermal build-up, where fabrics can be made of lamellar, massive, branching corals or a mixture of these forms. Cement proportion is less than 20%, and the matrix shows variable proportions

of microbialites, most of them exhibiting clotted micritic aggregates or a peloidal aspect (Figure 42G, H).

10.2 Micrite microtextures

SEM observations reveal four microtextures which terminology and characteristics are detailed in paragraph 3.1. Rounded micrites display very fine particles with a median crystallometry of $0.99\ \mu m$ and a standard deviation of $0.15\ \mu m$. This morphology represents 25% of the samples (Figure 43A & B). Rounded micrites are mainly present in mud-supported samples (40% in mudstones and 36% in wackestones), represent a minor proportion in grain-supported samples (packstones to grainstones), and are absent in boundstones (Figure 44A). Subrounded morphologies are the most common micrite microtexture along the section (Figure 45). They represent 50% of the samples and contain fine particles with a median value of $1.15\ \mu m$ and a standard deviation of $0.3\ \mu m$. The inter-crystal micropores are moderately connected (Figure 43C & D). Subrounded micrites constitute the main morphology in every texture except in mudstones (Figure 44A). Anhedral morphologies are made of crystals, with a median of $1.7\ \mu m$, and a standard deviation of $0.3\ \mu m$, and are associated with non-porous or tight matrix (Figure 43E & F). They are contained in every texture in variable proportions (Figure 44A). Fused micrites display a crystal length value of $2\ \mu m$ with a $0.3\ \mu m$ standard deviation. They constitute non-porous frameworks with hardly visible micropores. They are essentially present in mudstone textures (20%), and in minor fraction in wackestones and packstones (less than 5%). They are absent from grainstone and boundstone textures (Figure 44A). Micrite particle size is not different from one texture to another, except for grainstones which tend to display slightly finer particles than other textures (Figure 44B).

The evolution of micrite microtextures follows different trends along the section (Figure 45). From LJII to LJIV sequences, the dominant micrite microtexture is made of fine ($1\ \mu m$) rounded and subrounded morphologies. LJV sequence is essentially made of anhedral morphologies with a variation in crystal size from $1\ \mu m$ to more than $2\ \mu m$. In sequences LJVI, LJVII and LJVIII, we see a sequential evolution through fused morphologies, to anhedral, to subrounded and to rounded morphologies from the base to the top of each sequence. This evolution is frequently associated with an upward fining of the micrite crystal size. Overall, micrite microtextures with a relatively well-developed microporous space are located just below Ox5, Ox7, Ox8 and Kim1 surfaces (Figure 45).

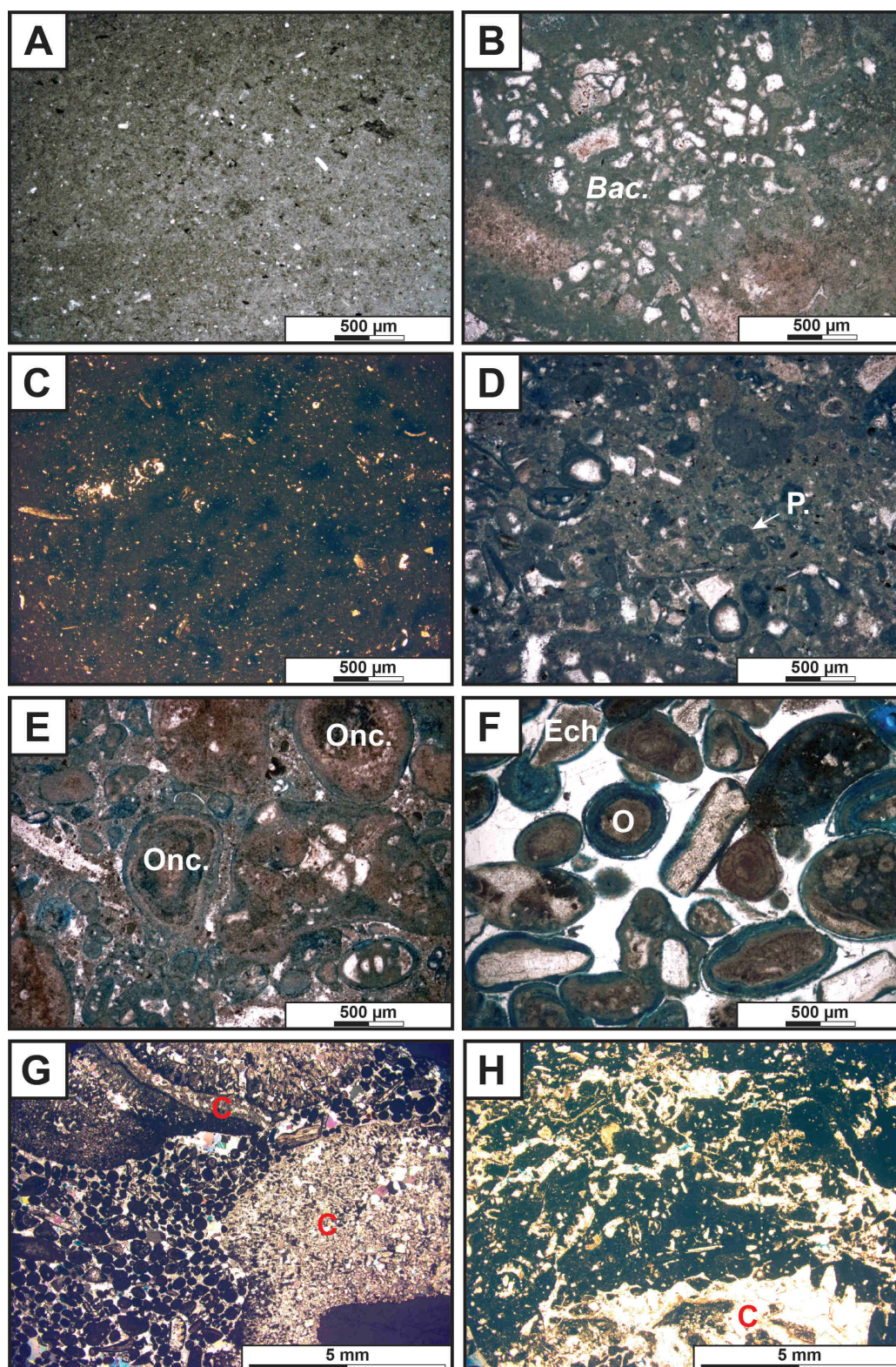


FIGURE 42 – Petrographic character of different textures from the Oxfordian limestone of the eastern part of the Paris Basin. A - Bioclastic mudstone (183.80 m). B - Bioclastic wackestone (bivalves and echinoderms) with cyanobacteria *bacinella irregularis* (*Bac.*) (235.65 m). C - Bivalves and echinoderms wackestone (329.10 m). D - Peloidal packstone (peloid = white arrow, 237.82 m). E - Oncoid-bioclast packstone with foraminiferas (*Onc.*) (181.41 m). F - Micritic ooids (*O*) grainstone with echinoderms (*Ech.*) (240.50 m). G - Coral boundstone (*C.*) with micritic ooid matrix (199.37 m). H - Encrusted corals (*C*) with thrombolytic encrustation (357.75 m).

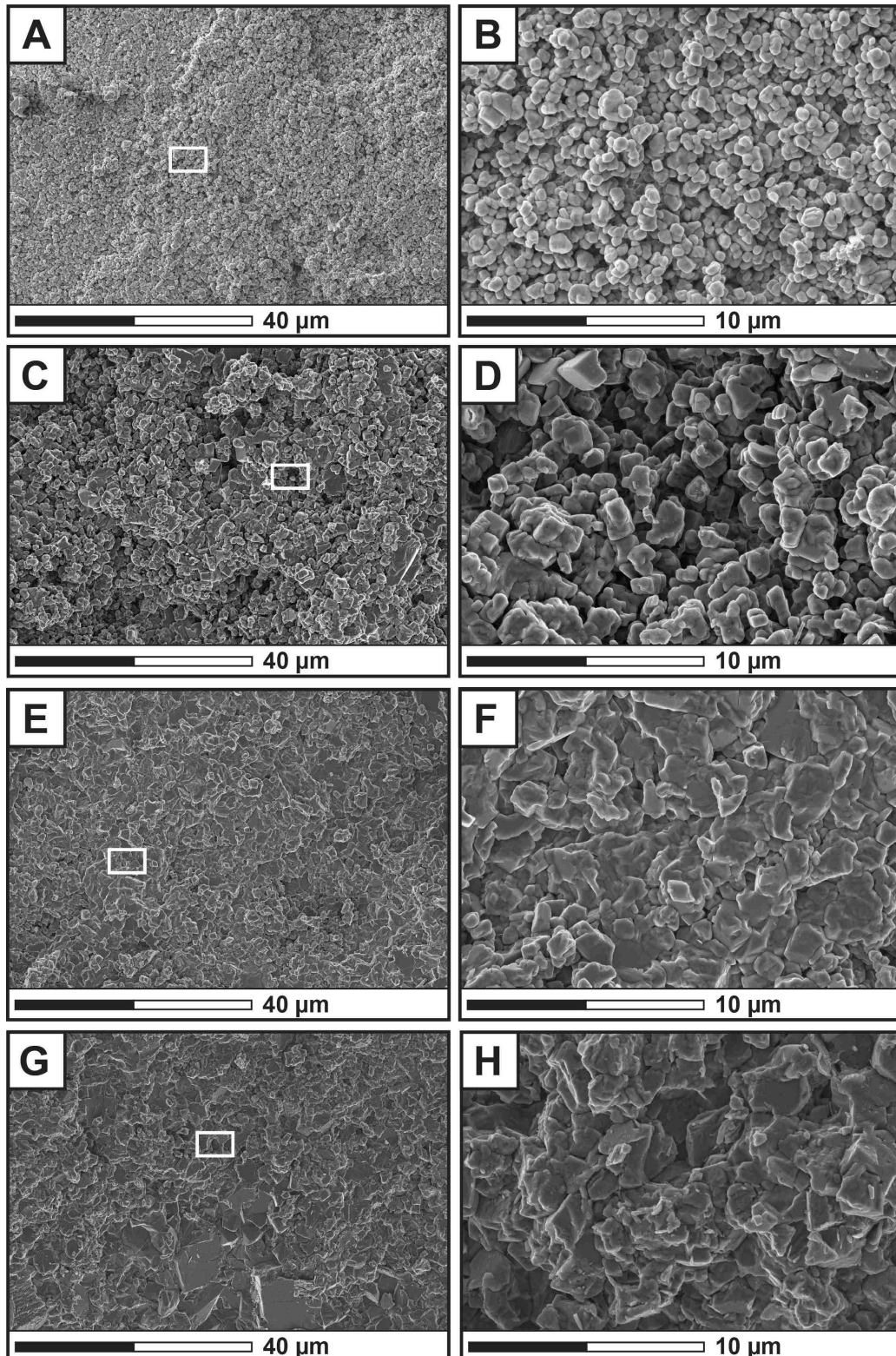


FIGURE 43 – Examples of micrite microtextures observed on SEM. White rectangles are the magnification areas. A & B - Rounded micrite from a micritic ooid grainstone (Φ : 19%; 240.05 m). C & D - Subrounded micrite from a bioclastic wackestone (Φ : 15.6%; 234 m). E & F - Anhedral compact micrite from a peloidal packstone (Φ : 5.46%; 191.56 m). G & H - Fused micrite from oncoid-peloid packstone (Φ : 2.12%; 156.18 m).

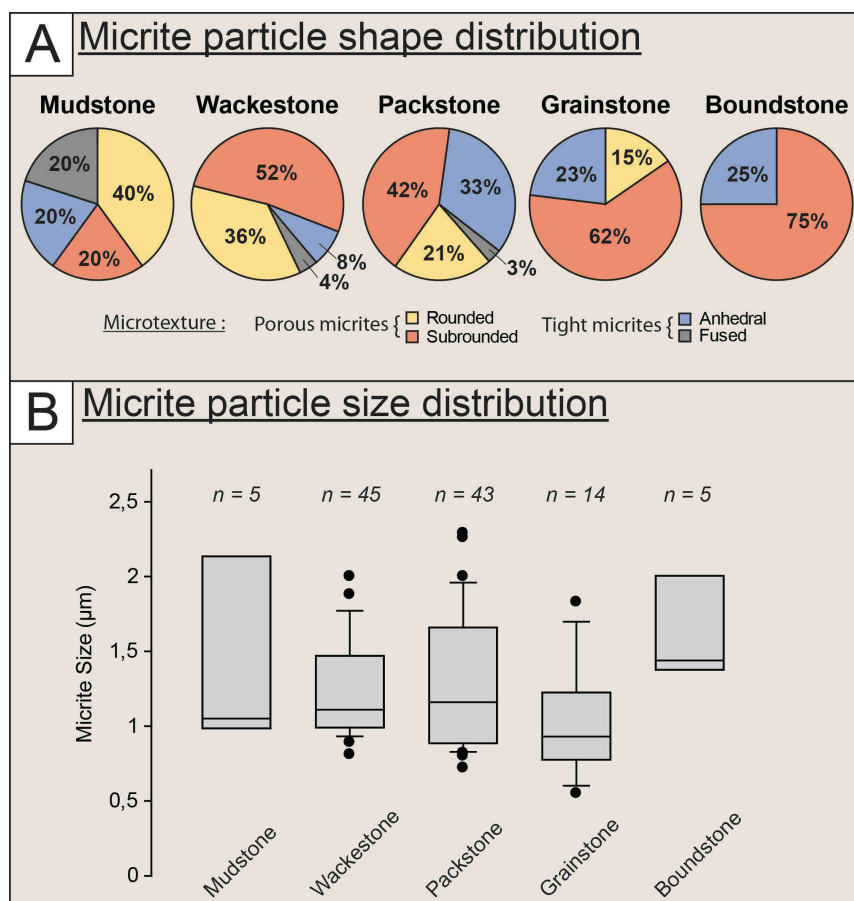


FIGURE 44 – A - Mean proportions of the different micrite microtextures in EST205 samples regarding the texture in thin section. B - Box plot showing the distribution of the micrite crystallometry in the different textures. Boxes represent quartiles Q1 (25%) and Q3 (75%). The median is represented by the straight line. Extreme values are minima and maxima of the crystallometries.

10.3 Petrophysical properties

Laboratory measures from plugs (porosity, permeability, electrical conductivity, and P-wave velocities), logging tools (CMR Porosity and Sonic) along the EST205 core section are reported in Figure 6. This figure provides significant information on the variation of the petrophysical parameters with depth, and is useful when comparing one parameter with another.

10.3.1 Porosity and Pore Throat Diameter

Porosity displays a wide range of values from 2.12% to 25.76% (Figure 45). The vertical evolution of porosity is marked by several trends along the section (Figure 45). The porosity is very stable trough LJII to LJIV sequences (15% - 20%), and very low (< 10%) in sequence LJVI. Sequences LJVI, LJVII and LJVIII are characterized by a large porosity variation (from 5% to more than 25%), where highest values are frequently located few

meters below the top of the sequences. Micropores are observed in both micritised grains and matrix. Macropores are absent except in two samples (intercrystalline pores) corresponding to boundstone texture (Figure 42G).

Measurements show an average pore-throat diameter (PTD) of 450 nm for rounded morphologies with a standard deviation of 40 nm (Figure 46A). Subrounded morphologies are characterized by a wide distribution of PTD, and display an average PTD of 340 nm with a standard deviation of 80 nm (Figure 46B). Anhedral microtextures are characterized by a PTD of 160 nm with an associated standard deviation of 70 nm (Figure 46C). Fused microtextures are characterized by a very low average PTD of 0.02 μm (Figure 46C). Overall, the highest value does not exceed 550 nm, locating our samples in the coccolith chalk domain regarding PTD values [Nurmi, 1986]. There is clearly one single family of pore throats (unimodal distribution) which controls mercury intrusion into all our samples.

10.3.2 Permeability

Permeabilities are very low, with a median value of 0.2 mD, and eighty percent of the samples below 0.34 mD. The measured permeability ranges over two orders of magnitude. From sequence LJII to LJV, the shallow-marine carbonates display the highest permeability properties (0.1 mD to 1 mD) (Figure 45). Sequence LJV is marked by very low permeability (less than 0.1 mD). In sequences LJVI, LJVII and LJVIII the permeability increases from the base to the top of each sequence. Figure 47A shows a large superposition of the ϕ - K properties regarding the texture, and the range is relatively low (two order of magnitude). Grainstones tend to have the highest permeability for a given porosity.

The distribution of the porosity and permeability values and SEM observations highlights a strong relationship between micrite type and the $\phi - K$ properties. Anhedral compact micrites and fused micrites are characterized by very low porosity and permeability values ($\phi_{\text{mean}} = 7.14\%$; $K_{\text{mean}} = 0.05$ mD). On the contrary, rounded to subrounded micrites have relatively high porosities and permeabilities ($\phi_{\text{mean}} = 18.2\%$; $K_{\text{mean}} = 0.5$ mD) (Figure 45 & 47B). One interesting observation is that the permeability of porous rounded micrite is almost constant and does not show any clear porosity dependence. Overall, our data are in good agreement with permeability-porosity data recently presented by Heap et al. [2014], on the same rocks and from the same borehole.

10.3.3 Electrical conductivity

The formation factor F and the surface conductivity σ_s were estimated from the regression line on the σ_r vs. σ_w plot. We estimate the relative error to be less than 5% on formation factor. It is worth to mention that we systematically got a good linear fit with

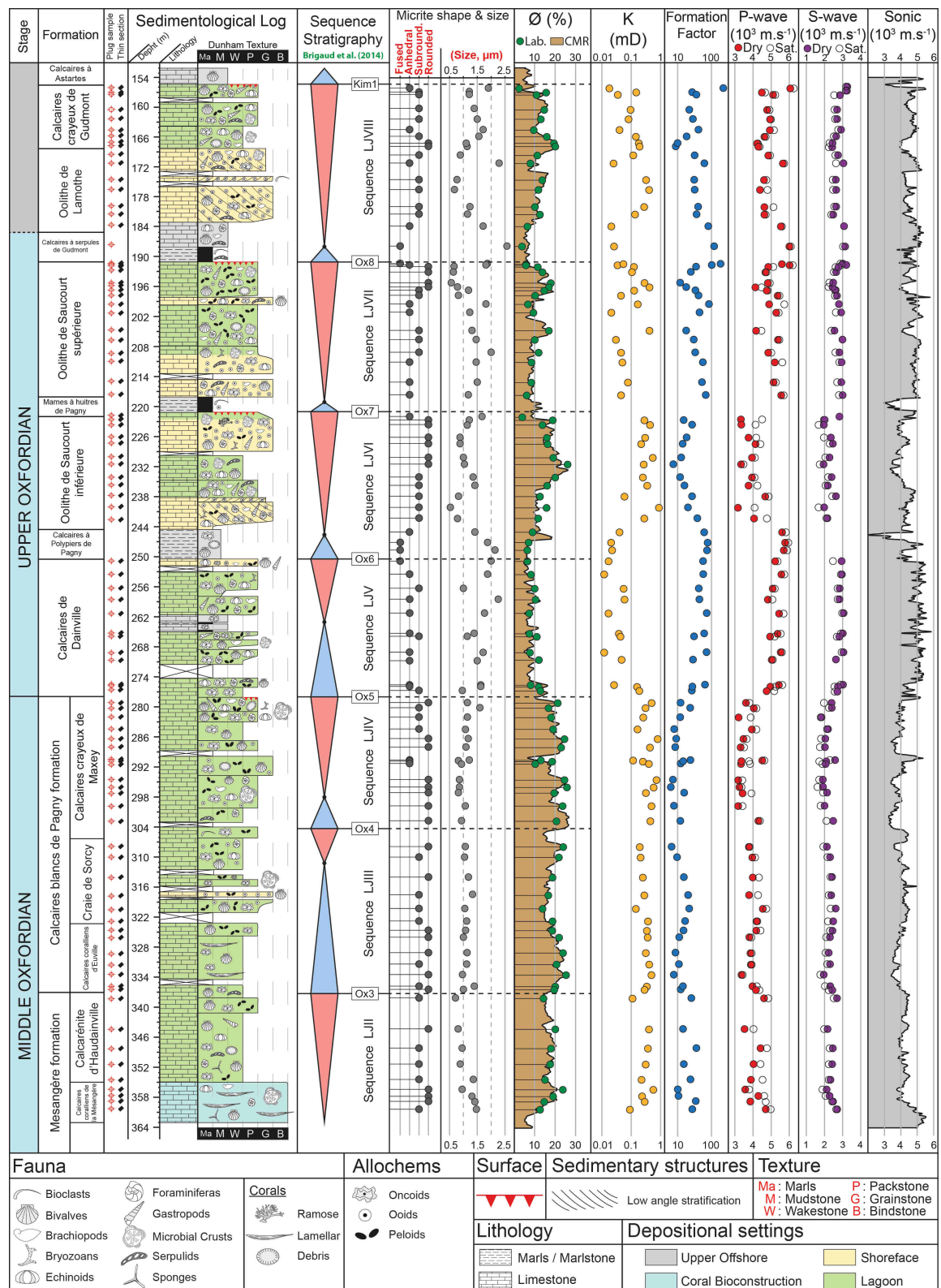


FIGURE 45 – Sedimentological log of the Oxfordian limestone from EST205 cores, with sequence stratigraphy interpretation (from Carpentier et al., 2014 and Brigaud et al., 2014). Micrite shape and size distribution, Lab. total porosity and CMR Porosity, nitrogen permeability, formation factor, P & S-wave velocity from plugs (dry and saturated), and sonic log velocity are displayed.

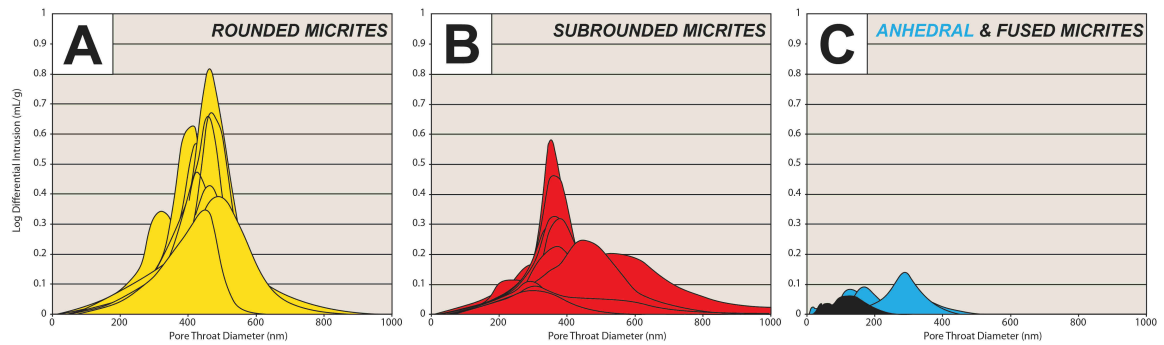


FIGURE 46 – Pore entry diameter spectra for samples derived from mercury injection tests. Spectra are discriminated regarding micrite microtextures.

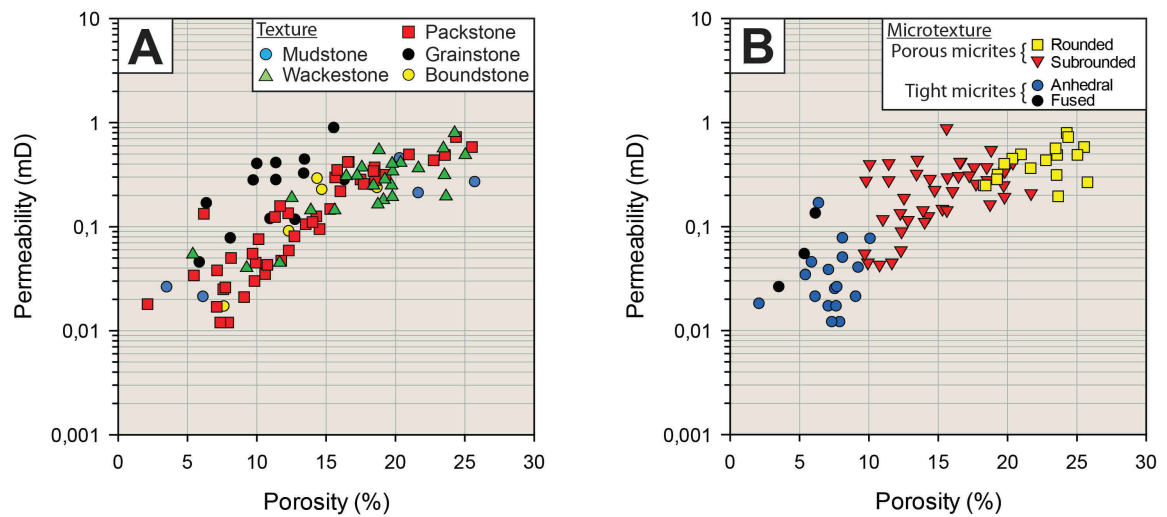


FIGURE 47 – Porosity versus permeability analyses from plugs in the core EST205, sorted by textures (A) and micrite microtextures (B).

correlation factors higher than 0.9. For all the samples very small values for the surface conductivity were found showing that the electrical conduction is concentrated in the bulk porosity rather than at the pore-solid interface, as expected in carbonate rocks with negligible clay content [Casteleyn *et al.*, 2011]. The formation factor ranges over more than one order of magnitude, between 6 and 225. We calculated for each sample the so-called cementation exponent m defined by Archie's law $F = \phi^m$ as well as the tortuosity factor T from the relation $F = T/\phi$ [Guéguen and Palciauskas, 1992]. The cementation exponent ranges between 1.5 and 2. The tortuosity factor has a larger variability, between 1.2 and 10. We recall that a large tortuosity characterizes a medium where pore connectivity is poor [Zinszner and Pellerin, 2007]. Those results are in good agreement with data on various limestones reported in Zinszner and Pellerin [2007]. The log-log plot in Figure 48A allows for the estimation of a mean value for the cementation exponent m taking into account all the data. By a least-squares regression we find $m = 1.59$ and the fit is reasonably good (black line). The electrical conductivity data are not clustered by textures. This is probably due to the fact that transport properties are strongly influenced by the heterogeneity of the pore space, which can be severe even within a same sedimentological framework. However, when displaying micrite microtextures a clear clustering appears, revealing a strong relationship between pore space properties and micrite particle morphology (Figure 48B).

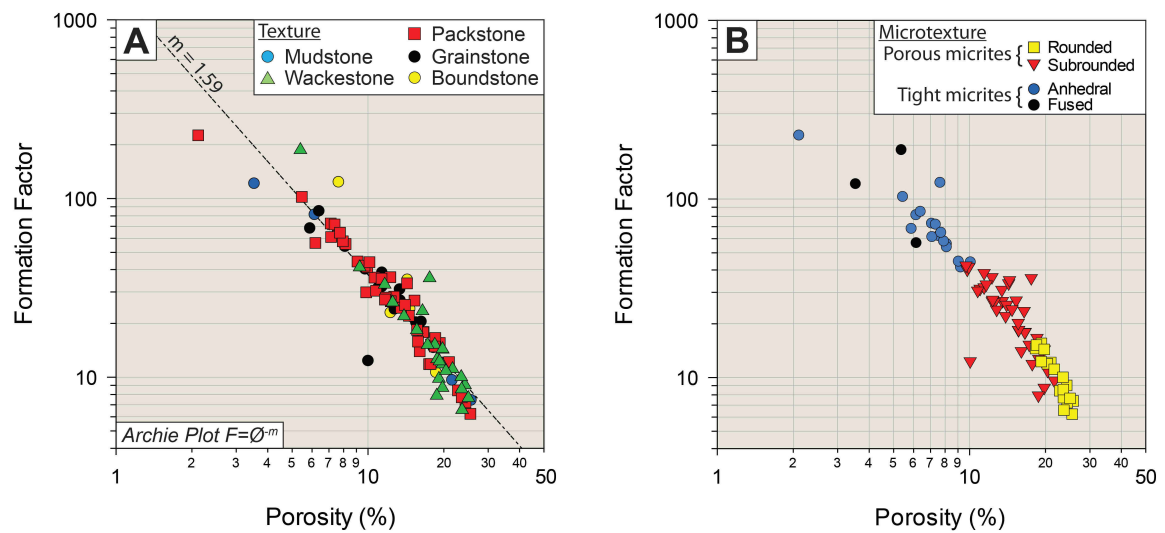


FIGURE 48 – Electrical conductivity data. Archie plot, with formation factor vs. porosity plot in log-log scale sorted by textures (A) and micrite microtextures (B).

The difficulty of measuring permeability in the field and in contrast, the relative easiness of electrical measurements has drawn the attention of numerous workers to the study of the correlation between permeability and formation factor. As the formation factor is a property related to the inverse of the rock electrical conductivity, a negative correlation is

expected between permeability and formation factor. This is clearly visible when comparing the vertical evolution of permeability and formation factor on Figure 45. A power law is commonly used for this correlation [e.g. *Le Ravalec et al., 1996*] and we consider here the link between gas permeability K and formation factor F , measured at room temperature and pressure. *Walsh and Brace [1984]* have stated that :

$$K \propto F^{-p} \quad (1)$$

Where K is the permeability and p is in the range $1 \leq p \leq 3$. The linear fit in Figure 49A falls close to $p = 1$, in good agreement with the lower limit of *Walsh and Brace [1984]*. The poor correlation shows that inferring permeability from electrical resistivity data like those provided by logging tools is still complicated, unless with large errors. Here, the clustering by micrite microtextures confirms the strong control of particle morphology on both pore space and transport properties (Figure 49B).

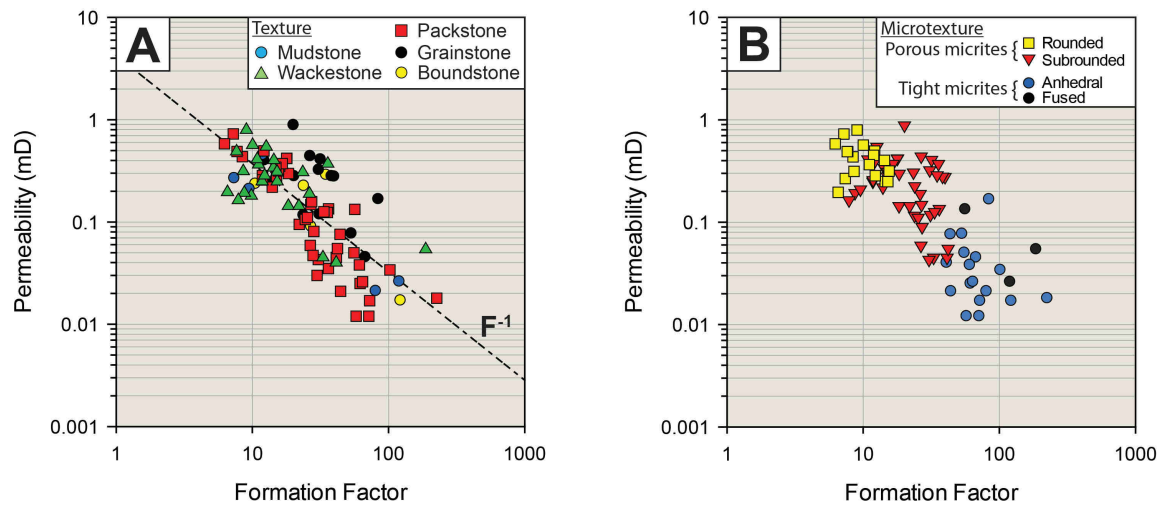


FIGURE 49 – Permeability vs. formation factor plot in log-log scale, sorted by textures (A) and micrite microtextures (B). The dashed line corresponds to the best fit (power law with exponent -1).

10.3.4 P and S-wave velocities

Measured dry P & S-wave velocities range respectively from 2973 to 6081 m/s and from 1819 to 3231 m/s (Figure 50). Primary control on the acoustic velocity is exerted by total porosity for rocks with similar mineralogical content : P & S-wave velocity decreases with increasing porosity. Here, our data almost display a linear trend rather than the usual concave-upward evolution [*Kenter et al., 2002*] Moreover, velocity variation at a given porosity is moderate and does not exceed 1000 m/s and 400 m/s for P & S-waves respectively. Notice that this almost linear relationship between acoustic velocity and porosity, as well as

a low dispersion of the data has also been found in other studies on microporous limestones [Baechle et al., 2008; Fournier et al., 2011].

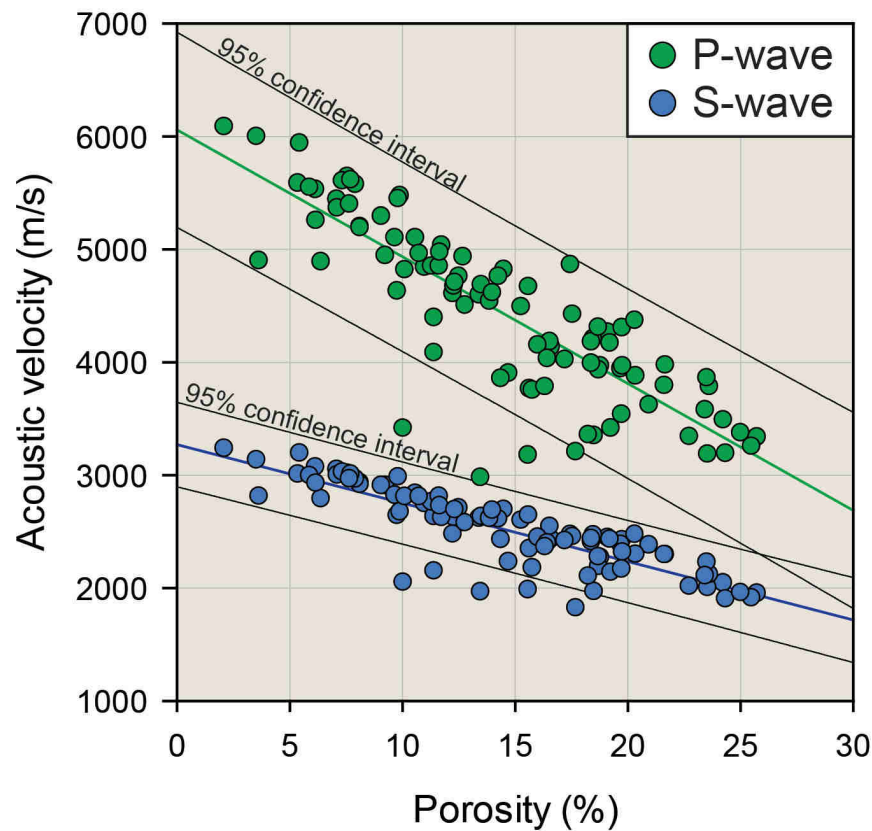


FIGURE 50 – Total porosity versus acoustic velocity from plugs in cores EST205 from the Oxfordian limestones.

When samples are discriminated by their textural properties on a $\phi - V_P$ cross-plot, mudstones and wackestones define clear trends ($V_P = 6331 - 109\phi$, $r = 0.97$ for mudstones and $V_P = 5725 - 88\phi$, $r = 0.85$ for wackestones), whereas grain-supported facies (e.g. grainstones and packstones, $\sim 70\%$ of the whole data set) displays a more cloudy distribution (Figure 51A). When displaying micrite microtexture, we observe a clear clustering of the data (Figure 51B). However, subrounded micrites display a significant range of V_P .

10.3.5 Comparison with logging data

CMR porosity and sonic log data are consistent with discrete measurements of P-wave velocity and porosity measured on plugs at corresponding depths, and both dataset tend to follow the trend of generally accepted velocity transforms (Figure 45 & Figure 52). However, in our study the spreading of the data is much more pronounced than in other recent works [Ehrenberg, 2007], and a small deviation of discrete measurements from log data toward higher values is observed, as well as a reverse offset in both dataset. This deviation can be explained by the introduction of velocity dispersion. Discrete measurements of velocity

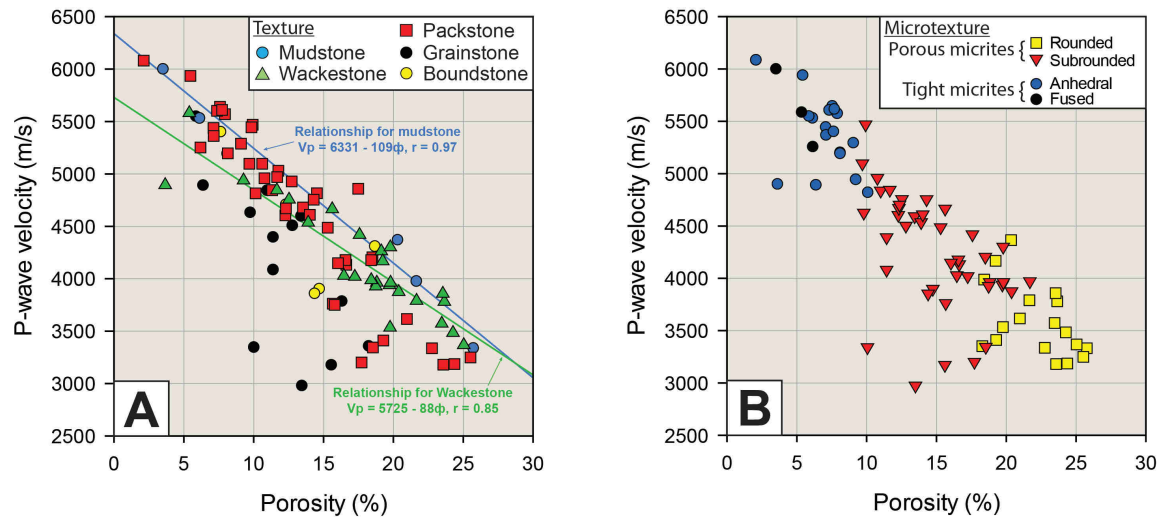


FIGURE 51 – Crossplot of total porosity versus P-wave velocity (dry) from plug data in cores EST205. A - Data are sorted by textures (mudstone, wackestone, packstone, grainstone and boundstone). B - Data are sorted by micrite microtextures.

are performed using ultrasonic frequencies (MHz), whereas the sonic log uses frequencies in the kHz range. This deviation can also be related to the "selective" sampling of more competent (and therefore "faster") rock fabrics during coring operations, and the potential alteration of core samples during and after recovery (damage, dessication).

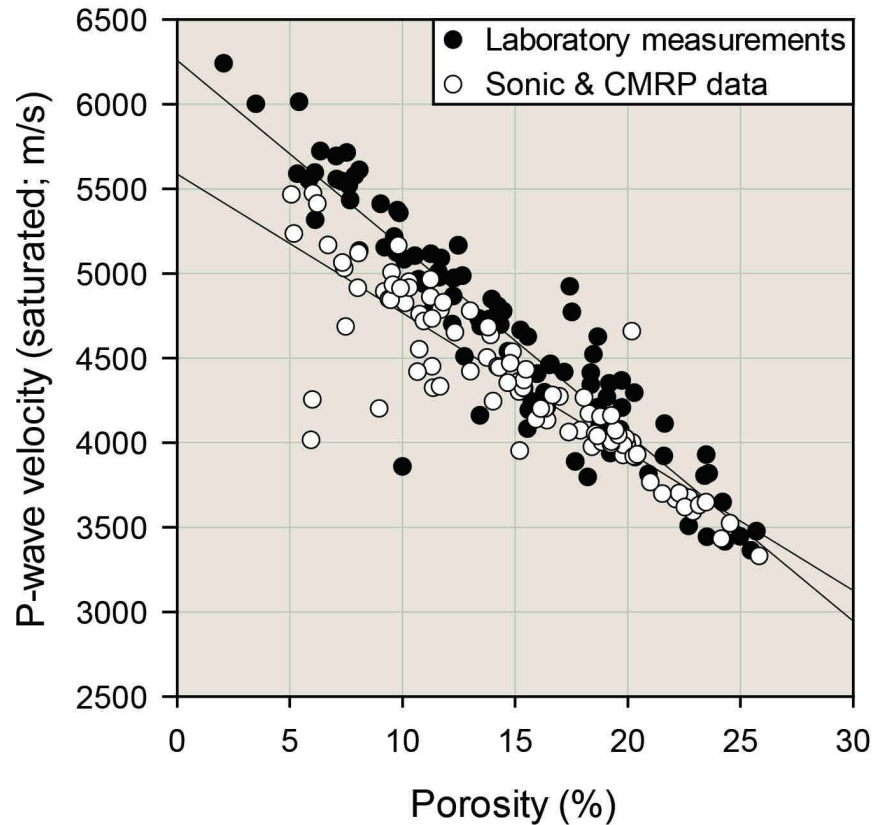


FIGURE 52 – Crossplot of total porosity versus P-wave velocity (saturated) derived from well-log data (CMR Porosity and Sonic) and laboratory data.

In addition, uncertainties still exist in the depth matching between sample location and position on the logging tool as a result of low recovery. Another possible explanation could be the abundance of stylolites (of various thicknesses) in these formations [*Rolland et al., 2014; Heap et al., 2014*], as porosity is increasing around each stylolite. Finally, the scale of lithologic, and therefore petrophysical, alternations within the core is critical compared to the sampling interval of the sonic log (scale of several meters). Despite all these possible effects, a reasonable agreement is found between our log measurements and lab data (Figure 52).

Following a thorough analysis of all properties available, the micrite microtextures can be grouped into three petrophysical classes (Table 4).

- *Class I*

Strictly microporous Class I samples contain fine micrites ($0.5 \mu m - 1 \mu m$) whose anhedral rounded micrite crystals have punctate to partially coalescent contacts. This Class has porosity ranging between 18% and 27%, and low P-wave velocities (3200 m/s - 4400 m/s). Mean PTD values are generally greater than 400 nm (median of Class I : 450 nm), and pore throat radius distributions are unimodal and relatively symmetrical. Those micrites are preferentially related to aquifer levels, and present the best reservoir properties ($K_{mean} = 0.44$). Class I is usually located below Oxfordian sedimentary surfaces of subaerial exposure (Ox5, Ox7, Ox8 and Kim1, Figure 45).

- *Class II*

Class II is characterized by fine to coarse micrite particles ($1 \mu m - 2 \mu m$) with subrounded morphologies with intermediate porosity values (ranging from 10% to 20% with a 14.4% median value), a wide range of P-wave velocities (from 2900 m/s to 5500 m/s), and a unimodal, symmetrical and wide PTD distribution with a median PTD value of 300 nm. Permeability values are respectively 0.22 mD and 23.

- *Class III*

Class III corresponds to anhedral and fused micrites with coarse particles ($2 \mu m$ to $2.5 \mu m$), and corresponds to non-porous levels (porosity $< 10\%$, 7.14% median value), displays relatively high velocities (4800 m/s to 6200 m/s), and a unimodal PTD distribution, slightly skewed, with a median PTD value of 120 nm. Mean permeability is 0.05 mD.

The dual control of both micrite particle size and morphology on transport properties and reservoir quality is a well-known phenomenon and has also been reported in *Lucia [1995, 1999]*, *Melini et al. [2001]*, *Lambert et al. [2006]*, *Richard et al. [2007]*, *Volery et al. [2010]*

Petrophysical Class	Class I	Class II	Class III
Particle Size and Morphology	(0.5 μm - 1 μm) Rounded, Punctic to partially coalescent contacts	(1 μm - 2 μm) Subrounded, Mostly partially coalescent contacts	(2 μm - 2.5 μm) Anhedral & Fused, Fully coalescent to mostly indistinct contacts
Porosity (%)	18% - 27%; Median = 22%	10% - 20%; Median = 14.5%	< 10%; Median = 7%
Median PTD (nm)	450	340	120
Median Permeability (mD)	0.44	0.22	0.05
Median Formation Factor	11	23	83
P-wave velocity range (m/s)	3200 - 4400	2900 - 5500	4800 - 6200
Stratigraphic Location	Related to Aquifer levels Below sedimentary surfaces		Inter-reservoir levels

Tableau 4 – Data set for the microstructural and physical properties of the Oxfordian limestones from EST205 cores classified by micrite microtextures. Particle size and morphology, porosity, pore throat diameter, nitrogen permeability, formation factor (derived from electrical conductivity), P-wave velocity and stratigraphic location.

and *Deville de Periere et al. [2011]* in strictly microporous limestones. This control is often explained by the progressive diminution of intercrystalline microporosity and associated pore throat diameter, as the coalescence of micrite particle increases between fine rounded morphologies and relatively coarser anhedral to fused morphologies.

11.1 Micrite microtextures as “poro-acoustic” fabrics

Observations made in the present study suggest that acoustic properties also have a specific response regarding the micrite microtexture. In Figure 53A, the shifting of micrite morphology, crystallometry and their associated PTD, regarding porosity and P-wave velocity variation is obvious. The control of porosity on P-waves velocity in our data set is undeniable, showing a strong difference between micrite microtextures. This observation could also be explained by a more cohesive and stiffer micrite microtexture from **Class I** to **Class III**. The slow increase of P-wave velocity could be seen as a reflection of crystal size and growing contact cementation, from punctic to fused contacts. By forming coalescent and fused contacts between larger particles, Class III microtextures can be considered as a single and continuous micritic medium with limited mechanical interfaces, enhancing the wave propagation. On the opposite, smaller particles and punctic contacts present in micrite Class I create a more heterogeneous medium with an increased number of interfaces and pores within the micrite, which may favor dispersion and wave attenuation. This assumption is also proposed for chalk rocks from the North Sea, where contact cementation between particles causes P-wave velocity to rise [*Fabricius, 2003*; *Gommessen et al., 2007*]. In a more predictive way, *Digby [1981]* showed that the overall elastic response of a granular media depends on the elastic response of grain-to-grain contacts. He defined a “cementation model” taking into account the bonding radius at grain contacts and constructed a statistical model which calculates velocities from stiffnesses for a random packing of spheres. When cementation is present, wave propagation is enhanced. This simple model tends to validate observations made in the present study.

When displaying log measurements, micrite Classes are still discriminated (Figure 53B). Our data suggest that logging tools can be a very good proxy for heterogeneities in microporous limestones and should be useful when interpreting porosity and sonic data in such reservoirs.

When studying carbonate rocks, textures are commonly used to describe and discriminate their physical properties. Despite this method has given several useful and reliable theories to predict acoustic or fluid-flow behavior/modeling in carbonate rocks [*Fabricius et al., 2003*; *Zinszner and Pellerin 2007*; *Mavko et al., 2009* and references therein], the present study suggest that micrite microtextures should be taken into account when dealing with microporous carbonate rocks. A precise observation of the layout of the micrite is essential to interpret physical data in such formations, and this work provides a pretty new rock-typing approach dedicated to microporous reservoirs.

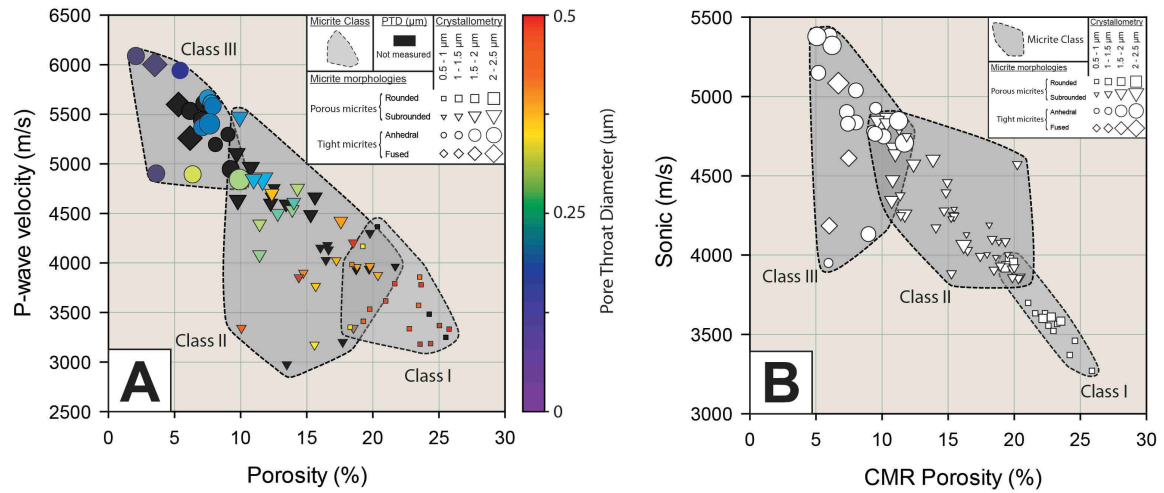


FIGURE 53 – A - Crossplot of total porosity versus P-wave velocity (dry). Data points are discriminated by micrite microtexture (symbols), micrite crystallometry (symbols size) and PTD values (color bar). Dotted envelopes represent the three micrite classes defined in this study. B - Crossplot of well-log data (CMR Porosity and Sonic velocity). Data points are sorted by micrite morphology (symbols) and micrite crystallometry (symbols size).

11.2 Frequency dependence of acoustic properties

An important field of geophysical research is based on elastic property variations in rocks due to fluid content/microstructure coupling. This effect is extremely dependent on the strain amplitude and the frequency at which rocks are submitted [*Guéguen et al., 2009*; *Pimienta et al., 2014*]. As we measured both the P-wave velocities in dry and water saturated conditions, we can study this coupling on our data set. At seismic frequencies (typically less than 1 kHz), fluid pressure has time to reach equilibrium in rocks and poroelasticity theory can be applied to describe elastic properties [*Gassmann, 1951* and *Biot, 1956* in

Mavko et al., 2009]. At laboratory frequencies (typically in the range of the MHz), the poroelastic assumption of fluid pressure equilibrium inside the pore space becomes invalid. At such high frequencies, the fluid is “frozen” and cannot flow from one inclusion to another. In other word, the rock can be seen as a composite material, and ultrasonic velocities are the result of the elastic properties of an effective medium [*Mavko and Nur, 1975; Dvorkin and Nur, 1993; Dvorkin et al., 1995, Adelinet et al., 2011*].

Low frequency (*LF*) saturated rock moduli can be obtained by taking the high frequency (*HF*) dry moduli and substituting them into Biot-Gassmann equations [*Gassmann, 1951 in Mavko et al., 2009*]. Those equations are based on the assumption of uniform pore fluid pressure. Accordingly they are relevant for the saturated isobaric regime and no assumption is made on the nature of inclusions. It is a macroscopic approach using only the total porosity value ϕ . Theoretically, the dry *HF* bulk modulus is expected to be equal to the dry *LF* one, and the *LF* saturated bulk modulus K_{LF} differs from the dry *HF* one by :

$$K_{LF}^{sat} = K_{HF}^{sec} + \frac{\beta^2 K_f}{\phi + (\beta - \phi) \frac{K_f}{K_0}} \quad (2)$$

where β is the Biot coefficient defined by $\beta = 1 - \frac{K_{sec}}{K_0}$, K_f and K_0 are respectively the bulk moduli of the fluid (here water) and calcite. The *LF* shear modulus is theoretically equal to the dry *HF* shear modulus and $G_{LF}^{sec} = G_{LF}^{sat} = G_{HF}^{dry}$. We checked this classical assumption made in poroelasticity on the shear modulus on our data set through the crossplot between the dry shear modulus and the water-saturated shear modulus (Figure 54A).

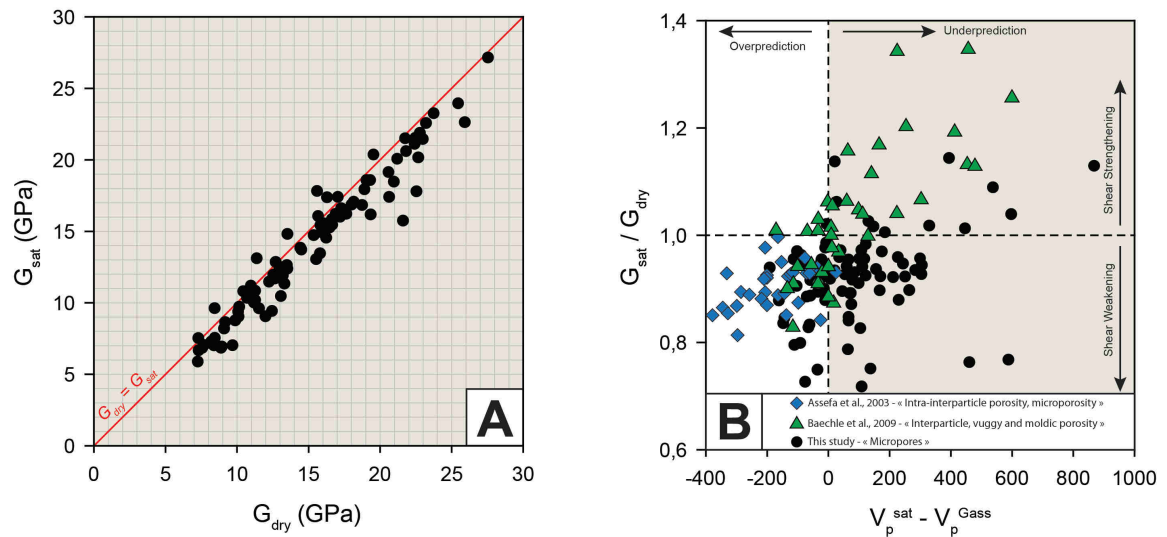


FIGURE 54 – A - Crossplot of dry shear modulus versus water-saturated shear modulus. Data points are not far away from the one-to-one straight line. B - Plot of changes in shear modulus versus the difference between measured and Gassmann-predicted velocity. Gassmann underestimates the velocities in samples with shear strengthening and overestimates the velocities in samples with shear weakening.

All in all we can see that the data points are not far away from the one-to-one straight line, so the assumption that shear modulus is not affected by the presence of fluid seems to be valid at a first order. There is a trend for G_{sat} to be lower than G_{dry} . Our data set follows the trend observed by others [Assefa *et al.*, 2003; Baechele *et al.*, 2009] and mostly plot in the shear weakening zone (Figure 54B). Water has thus a slight weakening effect on shear modulus in our carbonate rocks. Nevertheless in the following we will keep the assumption $G_{sat} = G_{dry}$ for sake of simplicity.

Frequency dispersion is defined as the normalized difference between measured HF P-wave velocities and LF P-wave velocities calculated from equation 2 :

$$Dispersion = \frac{Vp_{HF}^{sat} - Vp_{LF}^{sat}}{Vp_{LF}^{sat}} \quad (3)$$

where Vp_{HF}^{sat} is the P-wave velocity measured in the lab on the water-saturated sample and Vp_{LF}^{sat} is the velocity predicted using equation 2, with the assumption $G_{sat} = G_{dry}$. P-wave velocities dispersion is then the expected dispersion resulting from the local fluid flow mechanism [called also squirt flow, O'Connell and Budiansky, 1977] between seismic waves velocities measured in the field and ultrasonic waves velocities measured in the laboratory. When both equant pores and cracks are present, bulk dispersion appears. This bulk dispersion is due to a squirt flow from cracks to pores [Adelinet *et al.*, 2010]. Indeed at ultrasonic frequency, the induced fluid pressure in the cracks is greater than the fluid pressure in the equant pores. However if rocks contain only equant pores, no dispersion is expected. A negative value of the dispersion being irrelevant, we consider a positive and negative offset (-3.5% to +3.5%) which defines a confidence interval related to the accuracy of the measurements, where dispersion is not meaningful. Most of the samples have a very low dispersion showing that they are probably crack-free and that measured P-wave velocities are not frequency dependent (Figure 55A, B). Comparison between sonic log data and discrete measurements is therefore valid. Only 19 out of 112 samples have a significant dispersion ($> 3.5\%$), and mostly are characterized by grain-supported textures (grainstone-packstone) with micrite particles displaying subrounded morphologies.

Dispersion of P-wave velocities being enhanced by the presence of cracks or compliant porosity [non-equant pores, Winkler, 1985; Zaitsev *et al.*, 2004] within the rocks, an effect is logically expected on transport properties which should be sensitive to such features. Using this information, we isolate those samples on the petrophysical crossplots in order to highlight their specific influence compared to the crack-free samples. Figure 56A & B display P-wave velocity and transport properties data discriminated by velocity dispersion. In Figure 56A we can see that after removing the data points with high dispersion factors (plotted in red), the $V_P - \phi$ correlation is significantly improved, with a correlation factor

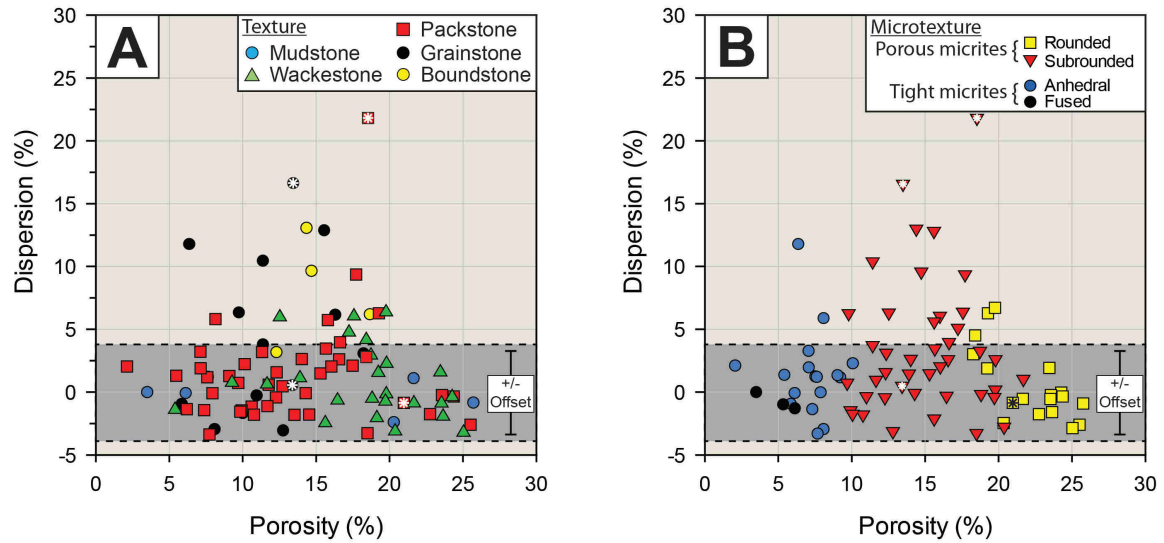


FIGURE 55 – Crossplot of total porosity versus P-wave velocity dispersion calculated from the Biot-Gassmann theory. Data are sorted by textures (A) and micrite microtextures (B). Samples selected for permeability measurements under high confining pressure are marked by a star.

increasing from 0.71 to 0.92. Highly dispersed points are mostly off trend, with velocity values lower than the general trend due to the presence of cracks or compliant pores within the rocks. For the crack-free samples, the corrected velocity-porosity relationship is $V_P = 6287 - 117\phi$.

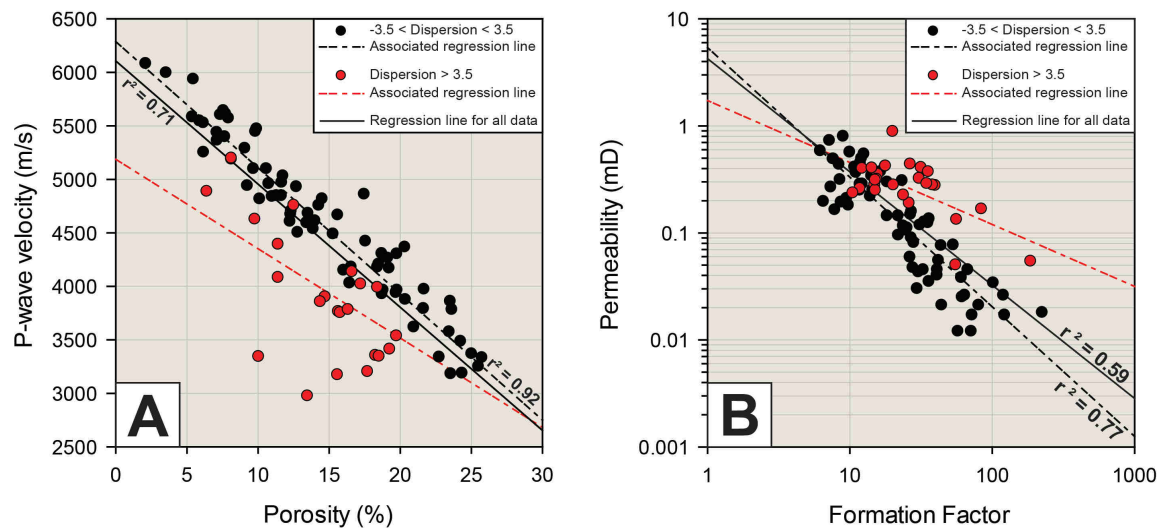


FIGURE 56 – A - Crossplot of total porosity versus P-wave velocity (dry). B - Crossplot between transport properties (permeability versus formation factor, derived from electrical conductivity). Data points are discriminated by their velocity dispersion value.

In Figure 56B data points with high velocity dispersion (in red) on the permeability-formation factor crossplot are isolated. Most of these points are characterized by higher values of permeability than the general trend, suggesting that transport properties of samples associated with high dispersion of velocities could be enhanced by the presence of additio-

nal crack microporosity. The overall correlation is also improved, with a correlation factor increasing from 0.59 to 0.77. For the crack free samples, the corrected power-law is now $K \propto F^{-1.2}$ with a higher exponent compared to the whole data set.

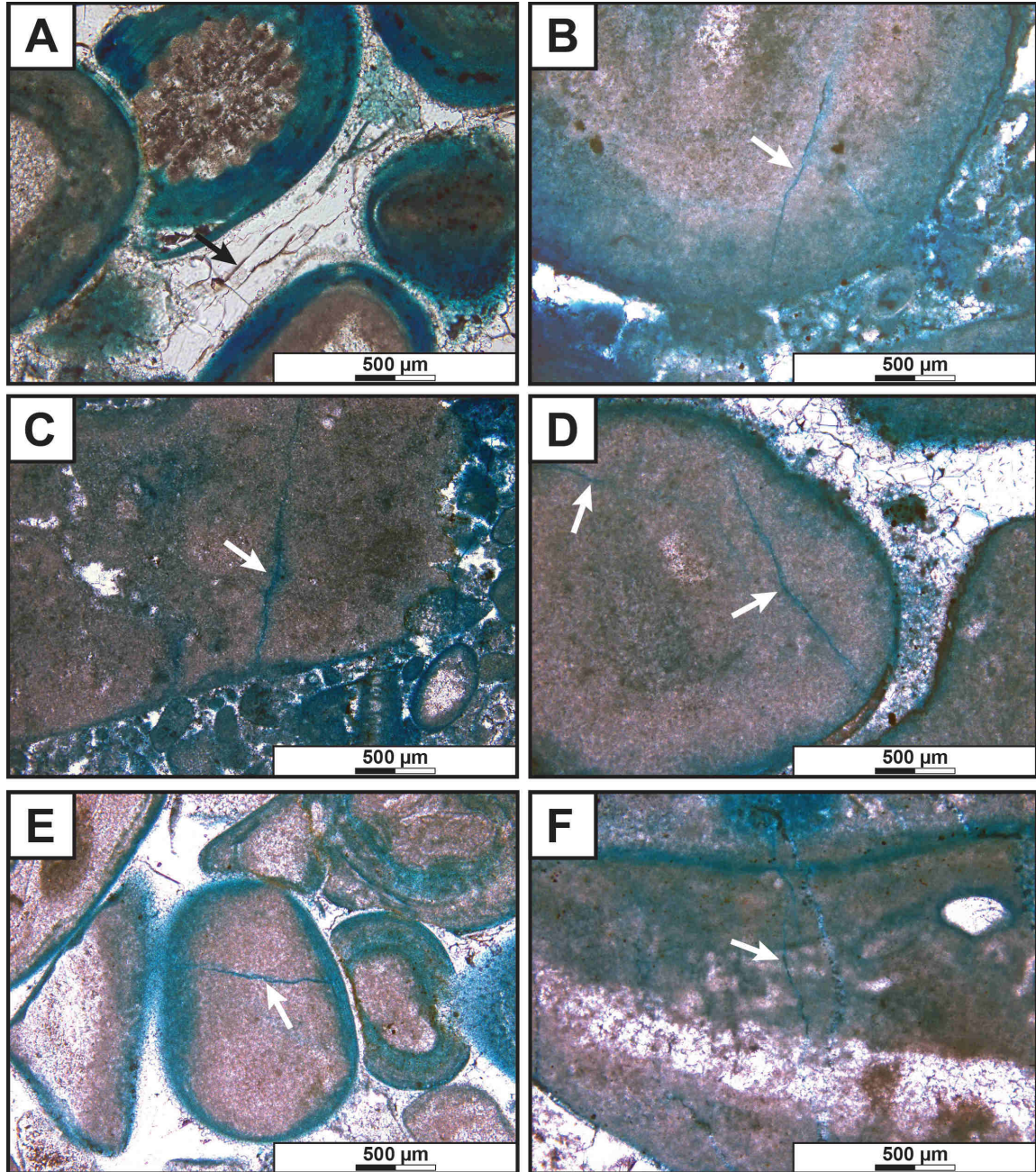


FIGURE 57 – Microcracks (black or white arrows) observation in two samples showing high dispersion value : A - in calcite cement. B, C, D, E & F - in micritic grains (oncoids).

Microcracks can be observed in two samples that show high velocity dispersion. Those microcracks are mainly located in the cement and micrite parts (Figure 57). Those two samples have been selected for permeability measurements under high confining pressure (up to 70 MPa) to better characterize those microcracks effect on transport properties and

draw definitive conclusions (Figure 55A & B). Results show a relatively stronger permeability drop for samples with higher dispersion (Figure 58A) showing that these samples have a more compliant pore space possibility linked to the presence of microcracks. To get another clue for the presence of such features, we also tried to compare the surface conductivity values from our electrical conductivity measurements, but this was less successful. We plotted the actual electrical conductivity data for samples characterized by different dispersion in Figure 58B (including the samples used in Figure 58A). In contrast with the permeability data, the samples with a high dispersion do not show a higher surface conductivity. For all the samples, the intercepts are low and very similar from one sample to another regardless of the dispersion value. This shows that electrical conductivity is not as sensitive as permeability, and that electrical conduction is concentrated in the bulk porosity rather than at the pore-solid interface, as expected in carbonate rocks with negligible clay content [Casteleyn *et al.*, 2011].

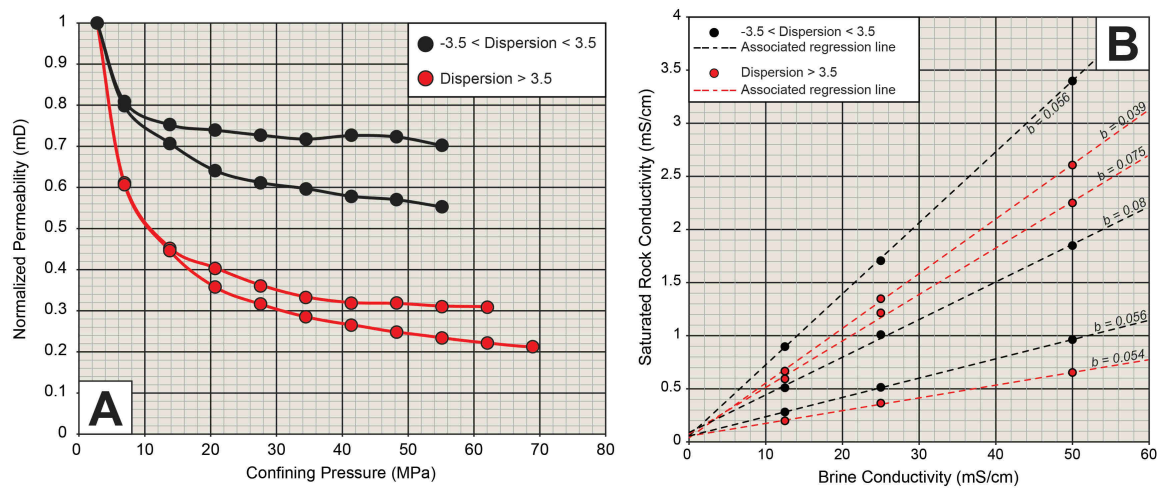


FIGURE 58 – A - Evolution of permeability (normalized) under confining pressure between four samples with contrasted velocity dispersion. B - Electrical conductivity for 6 samples selected by contrasted velocity dispersion values. The intercept b corresponds to the surface conductivity of the samples and is the result of a linear fit.

Those results do suggest that calculation of velocity dispersion using poroelasticity theory [“Biot-Gassmann theory”, Gassmann, 1951; Biot, 1956] can be a very useful tool for data discrimination in carbonates. Indeed the presence of cracks in cores retrieved at depth might be due to stress relaxation and not to the intrinsic rock composition or texture. Using the dispersion analysis as a discriminating tool allows us to highlight the physical relationships for the bulk rock, excluding external sources of heterogeneity.

11.3 Factors controlling the micrite distribution

The vertical and lateral distribution of micrite Classes is a key factor in understanding the petrophysical properties distribution in microporous carbonate reservoirs. The alternation between tight and microporous layers cannot be explained in terms of different textures; the most frequent limestones in the section are packstones and wackestones, and they correspond to both tight and microporous facies.

Many authors pointed out the influence of subaerial exposure on the porosity development [Brigaud *et al.*, 2010; Volery *et al.*, 2010, Deville de Periere *et al.*, 2011; Brigaud *et al.*, 2014b]. The key process appears to be the dissolution/recrystallization of carbonates through freshwater-related diagenesis. In the Oxfordian limestones, such a relationship between porous horizons and exposure surfaces also exists. Indeed, levels displaying highest porosity are located in low energy lagoon deposits, overlain by exposure levels under Ox5, Ox7, Ox8 and Kim1 surfaces [Vincent, 2001; Carpentier, 2014]. The long time exposure and/or repeated and stacked exposures, which occurred on the platform during Middle to Late Oxfordian time, may have favored the development of a wide freshwater lens in the underlying carbonates. The rounded and subrounded morphologies are a direct consequence of this meteoric lens which induced the dissolution of micrite crystal edges. Yet, discussing the detailed processes at the origin of porosity preservation/enhancement is beyond the scope of this work.

Petrophysical properties measured from laboratory and logging tools (porosity, permeability, electrical conductivity and acoustic properties) have been coupled with thin section and SEM observations from the EST205 borehole from the Oxfordian limestones of the Eastern part of the Paris Basin. This integrated study provided significant insight into parameters controlling the acoustic and reservoir properties of microporous limestones.

A major achievement is the establishment of the link between micrite microtexture types (particle morphology and nature of inter-crystal contacts) and the physical response. Fluid-flow properties are enhanced by the progressive augmentation of intercrystalline microporosity and associated pore throat diameter, as the coalescence of micrite particle decreases between relatively coarser anhedral to fused morphologies and fine rounded morphologies. Concerning acoustic properties, the control of porosity on P-waves velocity is undeniable but velocities could be seen as the evolution of a more cohesive and stiffer micrite microtexture from rounded morphologies to fused morphologies. The slow increase of P-wave velocity could be seen as a reflection of crystal size and growing contact cementation. Fused microtextures can be considered as a single and continuous micritic medium with limited mechanical interfaces, enhancing the wave propagation. On the opposite, smaller particles and punctic contacts present in rounded microtextures create a more heterogeneous medium with an increased number of interfaces and porous inclusions within the matrix, which may favor dispersion and wave attenuation.

We applied a very simple calculation of velocity dispersion using poroelasticity theory on our samples. Results from calculation show that velocity dispersion can be a very useful tool for data discrimination in carbonates. Indeed the presence of cracks in cores retrieved at depth might be due to stress relaxation and not to the intrinsic rock composition or texture. Using the dispersion analysis allows us to highlight the physical relationships for the bulk rock, excluding external sources of heterogeneity. The presence of microcracks is also confirmed by observations and permeability measurements under high confining pressure.

Overall, these results provide insights for the interpretation and the definition of relationships between petrophysical parameters in microporous bodies that could be applied to better understand seismic-based exploration and more accurately predict transport and acoustic properties in other carbonate successions.

Finally, the vertical and lateral distribution of micrite microtexture classes appears to be essential to understand and predict the physical properties distribution in microporous carbonate reservoirs. The effect of subaerial exposure under sequence boundary is suggested to explain the development of microporous units.

Acknowledgments

This work is a part of a PhD Thesis funded by a research grant (Groupement National de Recherche FORMation géologiques PROfondes - Programme sur l'Aval du Cycle et l'Énergie Nucléaire CNRS/PACEN) given to the first author. We thank Damien Deldique for his advices during SEM imaging at École Normale Supérieure de Paris. We are thankful to ANDRA for permitting us to study the EST205 core and for providing us with the associated well logs. We also thank C. Aurière for his kindness and his help in the Andra core lab. Log measurements data are industrial and intellectual property of the French agency for radioactive waste management and cannot be released.

References

Adelinet, M., Fortin, J., Guéguen, Y., Schubnel, A., and Geoffroy, L. (2010). Frequency and fluid effects on elastic properties of basalt : Experimental investigations. *Geophys. Res. Lett.* 37, L02303.

Adelinet, M., Fortin, J., Guéguen, Y., (2011). Dispersion of elastic moduli in a porous cracked rock : Theoretical predictions for squirt-flow. *Tectonophysics* 503, 173-181.

Akbar, M., Petricola, M., Watfa, M., Badri, M., Charara, M., Boyd, A., ... & Roestenberg, J. (1995). Classic interpretation problems : evaluating carbonates. *Oilfield Review*, 7(1), 38-57.

Akbar, M., Vissapragada, B., Alghamdi, A. H., Allen, D., Herron, M., Carnegie, A., & Saxena, K. (2001). A snapshot of carbonate reservoir evaluation. *Oilfield Review*, 12(4), 20-41.

Anselmetti, F.S., and Eberli, G.P. (1993). Controls on sonic velocity in carbonates. *Pap. geoph* 141, 287-323.

Anselmetti, F.S., and Eberli, G.P. (1999). The Velocity-Deviation Log : A Tool to Predict Pore Type and Permeability Trends in Carbonate Drill Holes from Sonic and Porosity or Density Logs. *AAPG Bulletin* 83, 450-466.

Assefa, S., McCann, C., and Sothcott, J. (2003). Velocities of compressional and shear waves in limestones. *Geophysical Prospecting* 51, 1-13.

Baechle, G., Colpaert, A., Eberli, G., and Weger, R. (2008). Effects of microporosity on sonic velocity in carbonate rocks. *The Leading Edge* 27, 1012-1018.

Baechle, G., Eberli, G., Weger, R., and Massaferrro, J. (2009). Changes in dynamic shear moduli of carbonate rocks with fluid substitution. *Geophysics* 74, E135-E147.

Biot, M. A. (1956). General solutions of the equations of elasticity and consolidation for a porous material. *J. appl. Mech*, 23(1), 91-96.

Bourbié, T., Coussy, O., and Zinszner, B. (1986). *Acoustique des milieux poreux* (Editions TECHNIP).

Brigaud, B., Vincent, B., Durllet, C., Deconinck, J.-F., Blanc, P., and Trouiller, A. (2010). Acoustic Properties of Ancient Shallow-Marine Carbonates : Effects of Depositional Environments and Diagenetic Processes (Middle Jurassic, Paris Basin, France). *Journal of Sedimentary Research* 80, 791-807.

Brigaud, B., Vincent, B., Carpentier, C., Robin, C., Guillocheau, F., Yven, B., and Huret, E. (2014a). Growth and demise of the Jurassic carbonate platform in the intracratonic Paris Basin (France) : Interplay of climate change, eustasy and tectonics. *Marine and Petroleum Geology* 53, 3-29.

Brigaud, B., Vincent, B., Durllet, C., Deconinck, J.-F., Jobard, E., Pickard, N., Yven, B., Landrein, P., (2014b). Characterization and origin of permeability-porosity heterogeneity in shallow-marine carbonates : from core scale to 3D reservoir dimension (Middle Jurassic,

Paris Basin, France). *Marine and Petroleum Geology*. 57, 631-651.

Campbell, A.E., and Stafleu, J. (1992). Seismic Modeling of an Early Jurassic, Drowned Carbonate Platform : Djebel Bou Dahar, High Atlas, Morocco (1). *AAPG Bulletin* 76, 1760-1777.

Carpentier, C., Lathuilière, B., Ferry S., (2010). Sequential and climatic framework of the growth and demise of a carbonate platform : implications for the peritidal cycles (Late Jurassic, North-eastern France). *Sedimentology* 57, 985-1020.

Carpentier, C., Brigaud, B., Blaise, T., Vincent, B., Durlet, C., Boulvais, P., Pagel, M., Hibsich, C., Yven, B., Lach, P., et al. (2014). Impact of basin burial and exhumation on Jurassic carbonates diagenesis on both sides of a thick clay barrier (Paris Basin, NE France). *Marine and Petroleum Geology* 53, 44-70.

Casteleyn, L., Robion, P., Collin, P.-Y., Menéndez, B., David, C., Desaubliaux, G., Fernandes, N., Dreux, R., Badiner, G., Brosse, E., et al. (2010). Interrelations of the petrophysical, sedimentological and microstructural properties of the Oolithe Blanche Formation (Bathonian, saline aquifer of the Paris Basin). *Sedimentary Geology* 230, 123-138.

Casteleyn, L., Robion, P., David, C., Collin, P.-Y., Menéndez, B., Fernandes, N., Desaubliaux, G., and Rigollet, C. (2011). An integrated study of the petrophysical properties of carbonate rocks from the “Oolithe Blanche” formation in the Paris Basin. *Tectonophysics* 503, 18-33.

David, C. (1993). Geometry of flow paths for fluid transport in rocks. *J. Geophys. Res.* 98, 12267-12278.

Deville de Periere, M., Durlet, C., Vennin, E., Lambert, L., Bourillot, R., Caline, B., and Poli, E. (2011). Morphometry of micrite particles in cretaceous microporous limestones of the Middle East : Influence on reservoir properties. *Mar. Pet. Geol.* 28, 1727-1750.

Digby, P.J. (1981). The Effective Elastic Moduli of Porous Granular Rocks. *J. Appl. Mech.* 48, 803-808.

Dunn, K.-J., Bergman, D.J., and LaTorraca, G.A. (2002). Nuclear Magnetic Resonance :

Petrophysical and Logging Applications (Elsevier).

Dvorkin, J., and Nur, A. (1993). Dynamic poroelasticity : A unified model with the squirt and the Biot mechanisms. *Geophysics* 58, 524-533.

Dvorkin, J., Mavko, G., and Nur, A. (1995). Squirt flow in fully saturated rocks. *Geophysics* 60, 97-107.

Eberli, G., Baechle, G., Anselmetti, F., and Incze, M. (2003). Factors controlling elastic properties in carbonate sediments and rocks. *The Leading Edge* 22, 654-660.

Ehrenberg, S.N. (2007). Whole core versus plugs : Scale dependence of porosity and permeability measurements in platform carbonates. *AAPG Bulletin* 91, 835-846.

Ehrenberg, S.N., Aqrawi, A.A.M., and Nadeau, P.H. (2008). An overview of reservoir quality in producing Cretaceous strata of the Middle East. *Petroleum Geoscience* 14, 307-318.

Fabricius, I.L. (2003). How burial diagenesis of chalk sediments controls sonic velocity and porosity. *AAPG Bulletin* 87, 1755-1778.

Fabricius, I.L., Røgen, B., and Gommessen, L. (2007). How depositional texture and diagenesis control petrophysical and elastic properties of samples from five North Sea chalk fields. *Petroleum Geoscience* 13, 81-95.

Folk, R.L. (1966). A Review of Grain-Size Parameters. *Sedimentology* 6, 73-93.

Fortin, J., Pimienta, L., Guéguen, Y., Schubnel, A., David, E.C., and Adelinet, M., (2014). "Experimental results on the combined effects of frequency and pressure on the dispersion of elastic waves in porous rocks." *The Leading Edge* 33(6), 648-650, 652-654. doi : 10.1190/tle33060648.

Fournier, F., and Borgomano, J. (2009). Critical porosity and elastic properties of microporous mixed carbonate-siliciclastic rocks. *Geophysics* 74, E93-E109.

Fournier, F., Leonide, P., Biscarrat, K., Gallois, A., Borgomano, J., and Foubert, A. (2011). Elastic properties of microporous cemented grainstones. *Geophysics* 76, E211-E226.

Gassmann, F. (1951). Elasticity of porous media. *Vierteljahrsschrder Naturforschenden Gessellschaft*, 96, 1-23.

Golonka, J. (2007). Late Triassic and Early Jurassic palaeogeography of the world. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 244, 297-307.

Gommessen, L., Fabricius, I. l., Mukerji, T., Mavko, G., and Pedersen, J. m. (2007). Elastic behaviour of North Sea chalk : A well-log study. *Geophysical Prospecting* 55, 307-322.

Guéguen, Y. (1994). *Introduction to the Physics of Rocks* (Princeton University Press).

Guéguen, Y., Sarout, J., Fortin, J., and Schubnel, A. (2009). Cracks in porous rocks : Tiny defects, strong effects. *The Leading Edge* 28, 40-47.

Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenberg, R., Garcia, J.-P., Gaulier, J.-M., Gaumet, F., et al. (2000). Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin : 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta* 13, 189-245.

Han, M., Fleury, M., & Levitz, P. (2007, September). Effect of the pore structure on resistivity index curves. In *International Symposium of the Society of Core Analysts* (pp. 10-13).

Hardenbol, J., Thierry, J., Martin, B.F., Jacquin, T., De Graciansky, P.C., Vail, P. (1998). Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins. *SEPM Special Publication* NO. 60.

Heap, M.J., Baud, P., Reuschlé, T., Meredith, P. G. (2014). Stylolites in limestones : Barriers to fluid flow ? *Geology* 42 ;51-54.

Japsen, P., Bruun, A., Fabricius, I.L., Rasmussen, R., Vejbaek, O.V., Pedersen, J.M., Mavko, G., Mogensen, C., and Høier, C. (2004). Influence of porosity and pore fluid on acoustic properties of chalk : AVO response from oil, South Arne Field, North Sea. *Petroleum Geoscience* 10, 319-330.

Kaldi, J. (1989). Diagenetic microporosity (chalky porosity), Middle Devonian Kee Scarp reef complex, Norman Wells, Northwest Territories, Canada. *Sedimentary Geology* 63, 241-252.

Kenter, J. a. M., and Ivanov, M. (1995). Parameters controlling acoustic properties of carbonate and volcanoclastic sediments at Sites 866 and 869 : Northwest Pacific atolls and guyots. *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results* 142-43, 287-303.

Kenter, J., Podladchikov, F., Reinders, M., Van der Gaast, S., Fouke, B., and Sonnenfeld, M. (1997). Parameters controlling sonic velocities in a mixed carbonate-siliciclastics Permian shelf-margin (upper San Andres formation, Last Chance Canyon, New Mexico). *Geophysics* 62, 505-520.

Kenter, J. a. M., Anselmetti, F.S., Kramer, P.H., Westphal, H., and Vandamme, M.G.M. (2002). Acoustic Properties of “Young” Carbonate Rocks, ODP Leg 166 and Boreholes Clino and Unda, Western Great Bahama Bank. *Journal of Sedimentary Research* 72, 129-137.

Kenter, J., Braaksma, H., Verwer, K., and van Lanen, X. (2007). Acoustic behavior of sedimentary rocks : Geologic properties versus Poisson’s ratios. *The Leading Edge* 26, 436-444.

Lambert, L., Durlot, C., Loreau, J.-P., and Marnier, G. (2006). Burial dissolution of micrite in Middle East carbonate reservoirs (Jurassic-Cretaceous) : keys for recognition and timing. *Marine and Petroleum Geology* 23, 79-92.

Le Ravalec, M., Darot, M., Reuschle, T., & Guéguen, Y. (1996). Transport properties and microstructural characteristics of a thermally cracked mylonite. *pure and applied geophysics*, 146(2), 207-227.

Lønøy, A. (2006). Making sense of carbonate pore systems. *AAPG Bulletin* 90, 1381-1405.

Loreau, J.P., (1972). *Pétrographie de calcaires fins au microscope électronique à balayage : introduction à une classification des “micrites”*, vol. 274. *Comptes rendu de l’Académie des Sciences*, Paris. 810-813.

Lucia, F.J. (1995). *Rock-Fabric/Petrophysical Classification of Carbonate Pore Space for Reservoir Characterization*. *AAPG Bulletin* 79, 1275-1300.

Lucia, F.J. (1999). *Carbonate Reservoir Characterization* (Springer).

Makhloufi, Y., Collin, P.-Y., Bergerat, F., Casteleyn, L., Claes, S., David, C., Menéndez, B., Monna, F., Robion, P., Sizun, J.-P., et al. (2013). Impact of sedimentology and diagenesis on the petrophysical properties of a tight oolitic carbonate reservoir. The case of the Oolithe Blanche Formation (Bathonian, Paris Basin, France). *Mar. Pet. Geol.* 48, 323-340.

Maliva, R.G., Missimer, T.M., Clayton, E.A., and Dickson, J.A.D. (2009). Diagenesis and porosity preservation in Eocene microporous limestones, South Florida, USA. *Sedimentary Geology* 217, 85-94.

Mallon, A.J., and Swarbrick, R.E. (2008). Diagenetic characteristics of low permeability, non-reservoir chalks from the Central North Sea. *Marine and Petroleum Geology* 25, 1097-1108.

Mari, J. L., & Yven, B., (2014). The application of high-resolution 3D seismic data to model the distribution of mechanical and hydrogeological properties of a potential host rock for the deep storage of radioactive waste in France. *Marine and Petroleum Geology*, 53, 133-153.

Mavko, G., and Nur, A. (1975). Melt squirt in the asthenosphere. *J. Geophys. Res.* 80, 1444-1448.

Mavko, G., Mukerji, T., and Dvorkin, J. (2009). *The Rock Physics Handbook : Tools for Seismic Analysis of Porous Media* (Cambridge University Press).

Melim, L.A. (2001). The Importance of Pore Type on Permeability of Neogene Carbonates, Great Bahama Bank.

Moshier, S.O. (1989a). Development of microporosity in a micritic limestone reservoir, Lower Cretaceous, Middle East. *Sedimentary Geology* 63, 217-240.

Moshier, S.O. (1989b). Microporosity in micritic limestones : a review. *Sedimentary Geology* 63, 191-213.

Nurmi, R. (1986). The land of giants. *Middle East Well Evaluation Review*, 1, 6-21.

Nurmi, R., & Standen, E. (1997). Carbonates : The inside story. *Middle East Well Evaluation Review*, 18, 28-41.

O'Connell, R.J., and Budiansky, B. (1977). Viscoelastic properties of fluid-saturated cracked solids. *J. Geophys. Res.* 82, 5719-5735.

Richard, J. (2008). Mass transfers and volume changes related to pressure solution-fracturing interactions in carbonate rocks : Example of the Oligocene deformation of the Coniacian chalk from the Omev area (Paris Basin, France). *Journal of Structural Geology* 30, 1300-1313.

Richard, J., Coulon, M., and Gaviglio, P. (2002). Mass transfer controlled by fracturing in micritic carbonate rocks. *Tectonophysics* 350, 17-33.

Richard, J., Sizun, J.P., and Machhour, L. (2007). Development and compartmentalization of chalky carbonate reservoirs : The Urgonian Jura-Bas Dauphiné platform model (Génissiat, southeastern France). *Sedimentary Geology* 198, 195-207.

Rolland, A., Toussaint, R., Baud, P., Conil, N., & Landrein, P. (2014). Morphological analysis of stylolites for paleostress estimation in limestones. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 67, 212-225.

Røgen, B., Fabricius, I.L., Japsen, P., Høier, C., Mavko, G., and Pedersen, J.M. (2005). Ultrasonic velocities of North Sea chalk samples : influence of porosity, fluid content and texture. *Geophysical Prospecting* 53, 481-496.

Serra, O., (1984). *Fundamentals of well-log interpretation* (Vol. 1). Amsterdam : Elsevier.

Turpin, M., Emmanuel, L., and Renard, M. (2008). Nature and origin of carbonate particles along a transect on the western margin of Great Bahama Bank (Middle Miocene) : sedimentary processes and depositional model. *Bulletin de La Societe Geologique de France* 179, 231-244.

Vanorio, T., and Mavko, G. (2011). Laboratory measurements of the acoustic and transport properties of carbonate rocks and their link with the amount of microcrystalline matrix. *Geophysics* 76, E105-E115.

Verwer, K., Braaksma, H., and Kenter, J. (2008). Acoustic properties of carbonates : Effects

of rock texture and implications for fluid substitution. *Geophysics* 73, B51-B65.

Vincent, B. (2001). *Sédimentologie et géochimie de la diagenèse des carbonates : application au Malm de la Bordure Est du Bassin de Paris* (Dijon).

Vincent, B., Fleury, M., Santerre, Y., and Brigaud, B. (2011). NMR relaxation of neritic carbonates : An integrated petrophysical and petrographical approach. *Journal of Applied Geophysics* 74, 38-58.

Volery, C., Davaud, E., Durlet, C., Clavel, B., Charollais, J., and Caline, B. (2010). Microporous and tight limestones in the Urgonian Formation (late Hauterivian to early Aptian) of the French Jura Mountains : Focus on the factors controlling the formation of microporous facies. *Sedimentary Geology* 230, 21-34.

Walsh, J.B., and Brace, W.F. (1984). The effect of pressure on porosity and the transport properties of rock. *J. Geophys. Res.* 89, 9425-9431.

Washburn, E.W. (1921). The Dynamics of Capillary Flow. *Phys. Rev.* 17, 273-283.

Weger, R.J., Eberli, G.P., Baechle, G.T., Massaferro, J.L., and Sun, Y.-F. (2009). Quantification of pore structure and its effect on sonic velocity and permeability in carbonates. *AAPG Bulletin* 93, 1297-1317.

Westphal, H., Surholt, I., Kiesl, C., Thern, H.F., and Kruspe, T. (2005). NMR Measurements in Carbonate Rocks : Problems and an Approach to a Solution. *Pure Appl. Geophys.* 162, 549-570.

Winkler, K.W. (1985). Dispersion analysis of velocity and attenuation in Berea sandstone. *J. Geophys. Res.* 90, 6793-6800.

Zaitsev, V. Y., & Sas, P. (2004). Effect of high-compliant porosity on variations of P-and S-wave velocities in dry and saturated rocks : Comparison between theory and experiment. *Physical Mesomechanics*, 7(1/2), 37.

Zinszner, B., & Pellerin, F. M. (2007). *A geoscientist's guide to petrophysics*. Ed. Technip.

Les paragraphes suivants contiennent des résultats complémentaires non présentés et discutés dans l'article. Ils regroupent également quelques résultats de travaux effectués par des étudiants, encadrés durant ces trois années de travail, sur l'Oxfordien calcaire, mais aussi sur le Calcaire du Lavoux, un grainstone oolithique microporeux. Il est question en particulier du développement d'un protocole de mesure d'atténuation des ondes P, et de mesures de perméabilité sous pression.

12.1 Conséquences pour la modélisation des circulations fluides du secteur

Une conclusion intéressante de cette étude pour l'Andra, est la définition d'un nouveau *cut-off* de porosité à 15% pour les niveaux transmissifs et perméables qui fournissent des venues d'eau. L'ancien *cut-off*, fixé à une porosité de 18% et intégré dans les modèles hydrologiques, était légèrement trop haut [Diastrata, 2008]. Ce *cut-off* est particulièrement bien visible sur les relations $\phi - K$ (Figure 59), et suggère une perméabilité minimale de 0,2 mD pour les niveaux à venue d'eau.

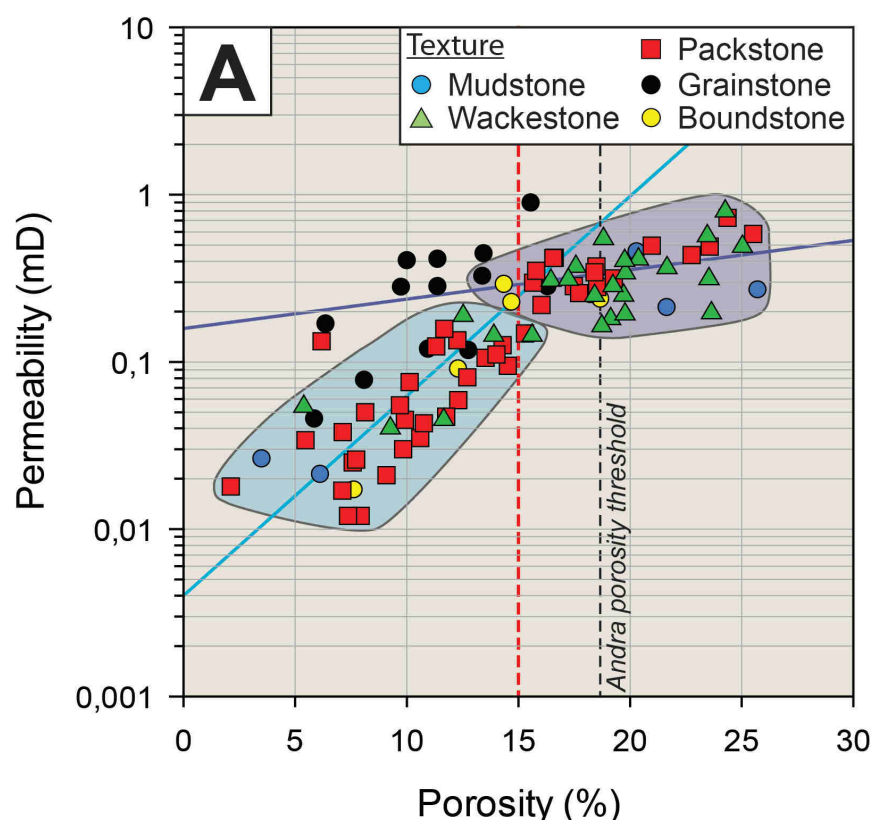


FIGURE 59 – Relations porosité-perméabilité dans l'Oxfordien calcaire et définition d'un nouveau *porosity cut-off* à 15%. Ce seuil de porosité délimite deux relations $\phi - K$ différentes.

Lorsque les deux *cut-off* sont comparés, il apparaît que l'oxfordien moyen peut être

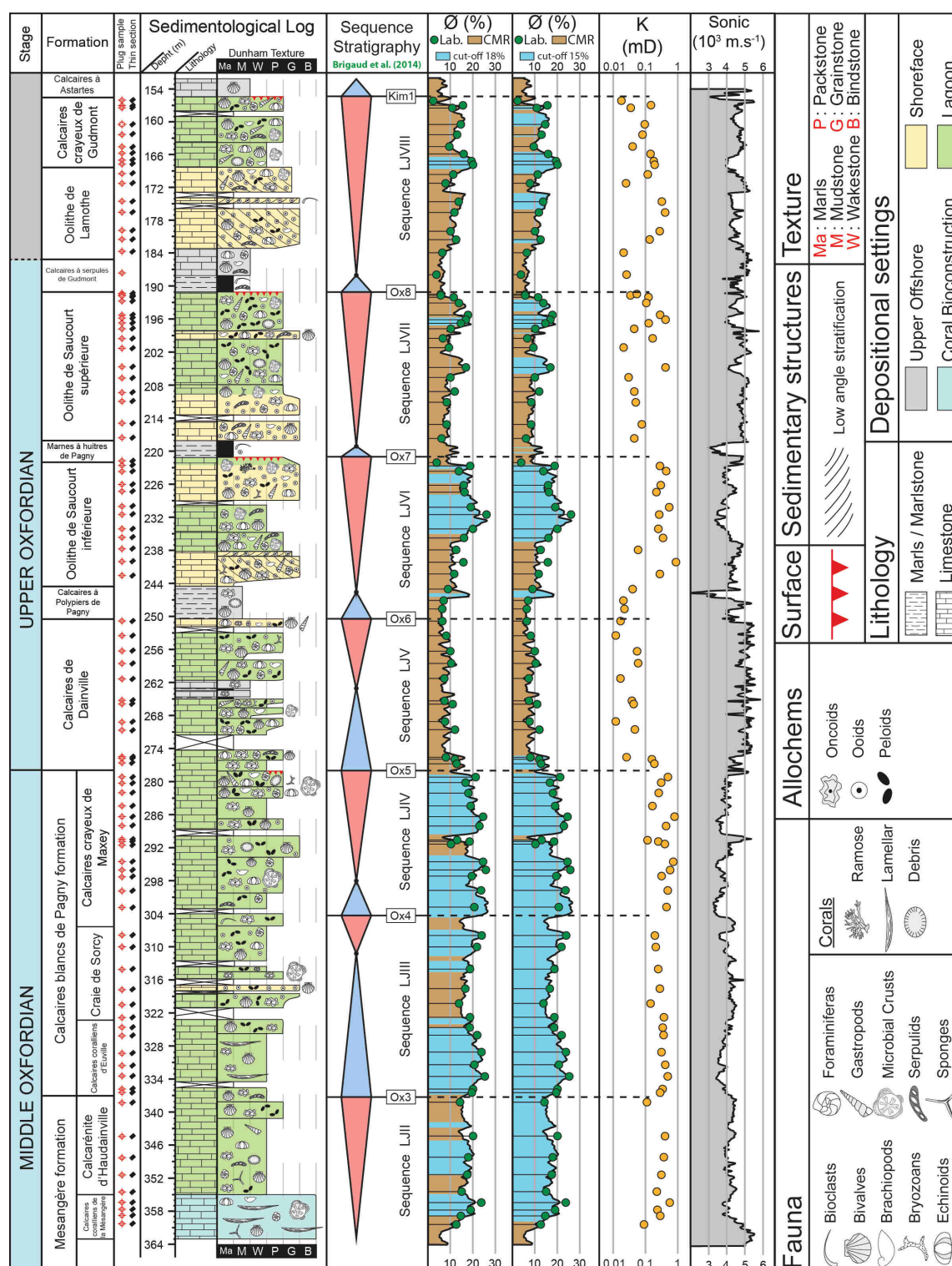
considéré à lui seul comme un aquifère continu, et non plus comme une formation à multiples horizons poreux (Figure 60). Ce résultat appliqué pourra être intégré dans les résultats de l'Andra et les futurs modèles ou simulations de circulation fluide dans le secteur.

12.2 Émersions et propriétés physiques des HP oxfordiens

Dans le forage EST205, ces niveaux particuliers ont déjà fait l'objet de plusieurs études sur leurs caractéristiques pétrographiques et leur extension géographique. Les travaux fondateurs de *Vincent [2001]* et de *Carpentier [2004, 2008]* ont permis d'établir un cadre sédimentaire et diagénétique précis. Il apparaît que ces surfaces d'émergence sont généralement situées à l'aplomb de faciès très proximaux. Les faciès de lagon rencontrés dans le forage EST205 sont caractérisés par des dissolutions paléokarstiques. Au sein des HP, les contacts inter-cristallins sont essentiellement ponctuels ou partiellement fusionnés selon des surfaces plus ou moins rectilignes. Les cristaux micritiques quant à eux, présentent une morphologie très émoussée (*rounded morphologies*) qui laisse supposer une phase d'altération sur les surfaces libres alors que les zones de contact sont préservées (Figure 61). Latéralement au forage, dans des faciès plus distaux de shoals oolithique, les limites de séquence sont caractérisées à la fois par des ciments en ménisque et/ou microstalactitiques marquant l'emplacement d'une ancienne zone vadose et par des sparites équigranulaires à scalénohédrales, limpides et non luminescentes en cathodoluminescence, marquant l'emplacement de la nappe phréatique météorique sous-jacente. Les résultats d'analyses isotopiques en $\delta^{18}O$ disponible dans la littérature [*Carpentier, 2008*] et effectuées sur les calcites montrent qu'elles ont cristallisé à partir d'un fluide mixte marin-météorique ($-7.6\text{ ‰ SMOW} < \delta^{18}O_{fluide} < -9\text{ ‰ SMOW}$).

12.3 Préservation de la microporosité

Une diagenèse météorique favorable ne suffit pas à expliquer le colmatage très limité des HP oxfordiens lors de l'enfouissement. En effet, à la différence des HP, les autres niveaux calcaires oxfordiens ont été totalement cimentés lors de la diagenèse d'enfouissement [*Vincent, 2001; Carpentier, 2004, 2008*]. Selon ces auteurs, une grande phase de recharge en eaux météoriques a eu lieu au cours de l'histoire mésozoïque de l'Est du Bassin de Paris et serait antérieure à la compaction et l'enfouissement maximal des séries. Cette recharge météorique serait liée à une discontinuité majeure dans le bassin qui se serait mise en place lors de l'émergence à la limite Jurassique-Crétacé [*Guillocheau et al. 2000*]. Les travaux de *Buschaert [2001]* ont montré que des fluides météoriques ont circulé via de grands accidents régionaux (Fossé de Gondrecourt) au cours du Cénozoïque. *Buschaert [2001]* a également

FIGURE 60 – Comparaison entre les deux *cut-off* de porosité (18% et 15%).

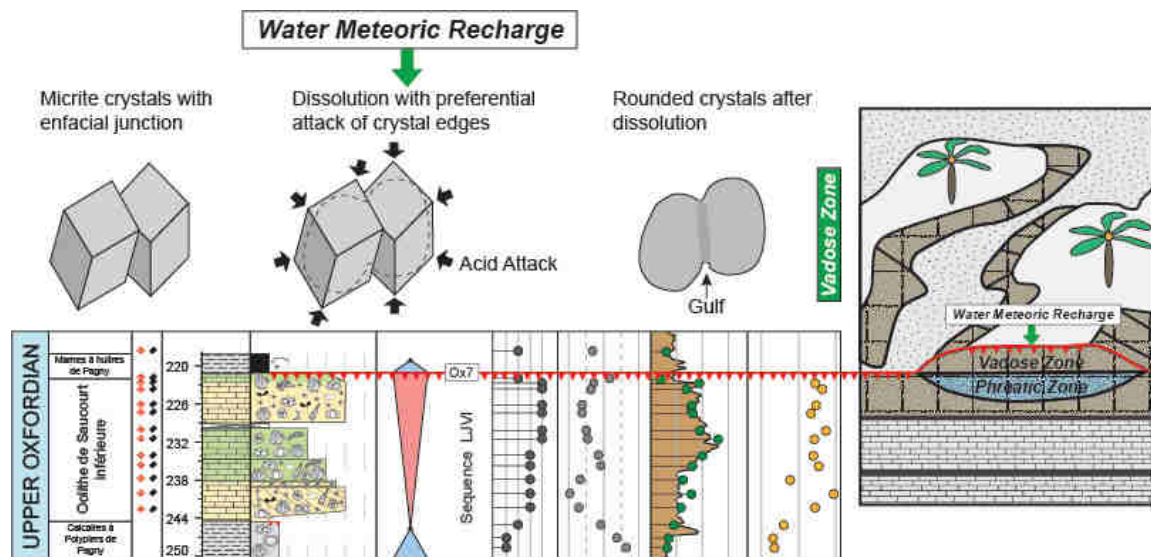


FIGURE 61 – Émersion au sommet de la Séquence LJVI et phénomènes associés observés dans le forage EST205.

montré la présence de circulations de fluides salés, le long des grandes failles régionales, et dont l'origine correspond probablement aux évaporites triasiques. Une phase de dissolution et de précipitation de fluorine a été mise en évidence par *Hibsch et Sausse [2005]* au sein du HP6. Cette phase mésogénétique est antérieure aux derniers indices de compaction chimique. *André [2003]* a quant à lui également reconnu une phase de circulation de fluides météoriques à la limite Jurassique-Crétacé. D'autre part, *André, [2003]* et *Hibsch et Sausse [2005]* ont mis en évidence des circulations de fluides météoriques au sein des fentes de tension liées à la tectonique pyrénéenne et alpine entre le Crétacé supérieur et l'Eocène. Ces phases de circulation ont donc eu lieu lors de l'exhumation et la télogénèse des séries oxfordiennes. Selon *Vincent et al. [2007]*, ces circulations n'ont eu qu'un impact limité et localisé à proximité des fentes de tension.

Il faut par conséquent considérer les différents processus géologiques qui ont pu préserver la microporosité des horizons poreux. La difficulté vient ici du fait que les recharges en eaux météoriques durant le Crétacé ont joué un rôle crucial sur le développement extensif de la cimentation dans les niveaux oxfordiens de l'Est du Bassin de Paris [*Vincent, 2001; Vincent et al. 2007; Carpentier, 2008*]. Aussi, comment expliquer la préservation de la microporosité intra-oolithe dans les niveaux granulaires, où la macroporosité intergranulaire est totalement colmatée par un ciment (sparite) de blocage ? Plusieurs hypothèses peuvent être avancées :

12.3.1 Le colmatage de la porosité par des phases cristallines ultérieurement dissoutes

Cette hypothèse est également avancée pour expliquer l'origine des niveaux poreux *np1* et *np2* du Dogger [Brigaud, 2009]. Après leur dépôt, il arrive que les sédiments proximaux soient affectés par des circulations de fluides sursaturés vis-à-vis de l'halite ou des sulfates (gypse ou anhydrite principalement). La porosité peut alors être obturée par l'une ou l'autre de ces phases minérales [Scholle & Ulmer-Scholle, 2003]. Si ces colmatages sont maintenus au cours de l'enfouissement, les effets de la compaction mécanique et physico-chimique seront alors relativement limités. A l'occasion d'une phase de fracturation et/ou d'une exhumation de la série, les sulfates ou l'halite peuvent être ensuite dissous par des circulations de fluides météoriques qui libèrent ainsi une porosité secondaire. Ce processus, parfois évoqué pour la genèse de certains réservoirs pétroliers [Scholle & Ulmer-Scholle, 2003], a-t-il pu contribuer à la préservation des horizons microporeux dans l'Oxfordien du secteur d'étude ? D'un point de vue paléo-environnemental, il n'est pas exclu que des milieux évaporitiques aient pu exister sur la plate-forme carbonatée oxfordienne. Des structures en "chicken wire" (fantôme de nodules d'anhydrite) sont par exemple mentionnées au niveau de certaines surfaces d'émersion dans le forage HTM102 situé à 5 km au sud du laboratoire Andra [Vincent, 2001]. Une minéralisation de sulfates a donc pu se développer, entravant localement l'aggradation des particules de micrite. Si ces sulfates ont existé, ils pourraient avoir été dissous lors de la phase de fracturation de l'Oligocène [Brigaud, 2009]. Le problème est que dans les sédiments micritiques, les traces d'anciens colmatages évaporitiques sont très difficiles à déceler, et n'ont pas été observés sur le forage EST205 et plus généralement sur le secteur d'étude [Carpentier, 2008]. De plus de telles phases cristallines auraient dû inhiber la croissance des ciments interparticulaires et donc préserver une macroporosité primaire.

12.3.2 Des phénomènes de surpression de pore

La présence de gaz et/ou d'hydrocarbure peut inhiber le développement de ciment lors de l'enfouissement et favoriser la conservation des propriétés réservoirs au cours du temps [Worden & Heasley, 2000]. Des traces de gaz d'hydrocarbure ont récemment été mises en évidence dans les argilites callovo-oxfordiennes (COX) de Bure [Prinzhofer et al. 2009]. Ces gaz pourraient provenir des roches mères charbonneuses du Stéphaniens présents dans les couches sous-jacentes. Les gaz auraient migré par diffusion jusque dans les argilites [Prinzhofer et al. 2009]. A une trentaine de kilomètres au nord-ouest de Bure (Trois-Fontaines), un gisement de gaz est présent dans les réservoirs triasiques, représentant environ 60% du gaz produit aujourd'hui dans le Bassin de Paris [Wendebourg & Lamirault 2002]. La migra-

tion des gaz est dans ce cas reliée à la présence d'un accident majeur situé à l'aplomb du réservoir (Faille de la Marne). Pourtant, dans les niveaux granulaires, le colmatage complet de l'espace interparticulaire (macroporosité primaire) suggère que la cimentation n'est pas du tout inhibée. Il semble également improbable que les gaz aient pu migrer à travers les argilites du COX jusque dans les niveaux de l'Oxfordien calcaire. De plus, aucun accident majeur ne se trouve à proximité immédiate du forage EST205, écartant l'hypothèse d'un possible transfert de gaz en quantité importante. Cette hypothèse d'inhibition de cimentation par la présence de gaz ne semble donc pas à retenir.

12.3.3 Changement de propriété de l'eau dans les micro et nano-confinements

Les récents développements dans le domaine des nanotechnologies et des techniques d'imagerie haute résolution ont permis de montrer qu'un fluide contenu par des parois dans un espace de petite dimension (microscopique ou nanoscopique), voit ses propriétés structurales, dynamiques et thermodynamiques modifiées par rapport au fluide *bulk* ou massique, qui peut s'étendre sur des dimensions macroscopiques [Mashl et al. 2003; Wang et al. 2003; Alba-Simionesco et al. 2006; Manzano et al. 2011]. Le confinement peut être dû aux parois d'un solide (cas des milieux poreux géologiques), ou à une membrane (biologie et physiologie). à cet effet de confinement s'ajoute également un effet dû à l'interaction du fluide avec la surface du solide. Mashl et al. [2003] ont notamment montré qu'à pression et température ambiante (26°, 1 atmosphère), et dans des espaces de confinements très petits (micro et nanopores) l'eau peut avoir les attributs de la glace et être "immobilisée" dans les espaces poreux, et ce, sans changement de phase. Ce phénomène s'explique par des liaisons hydrogènes formées entre les parois du solide et le fluide. En appliquant ces éléments de réflexions aux milieux géologiques, de telles réactions sont envisageables à l'échelle des micropores. Ici, les micrites *rounded* sont les micrites les plus fines et aussi les plus poreuses. Si l'on considère une distribution uniforme de diamètres, les forces de frictions aux interfaces des particules sont proportionnelles à leur surface totale. Comme la surface spécifique est inversement proportionnelle au diamètre des particules, les niveaux à micrites *rounded* sont stabilisées à des porosités plus haute que les autres types de micrites lors de l'enfouissement. Ainsi, une "eau gelée" (*ice-like immobilization*), probablement sous-saturée par rapport à la calcite (recharge météorique) aurait pu empêcher l'advection ou la diffusion de Ca^{2+} dans les micropores et ainsi préserver l'espace poral. Dans le cas des faciès granulaires, les fluides responsables de la cimentation de la macroporosité interparticulaire auraient été ainsi tenus à l'écart de la microporosité intra-oolithe.

12.4 Modélisation des perméabilité de l'Oxfordien calcaire

Deux des trois modèles présentés au chapitre I sont appliqués ici : les modèles de *Katz & Thompson [1987]* et de *Guéguen & Dienes [1989]*. Les données d'entrée sont issues des mesures de porosité totale, des spectres de porosité mercure (taille critique des pores, point d'inflexion de la courbe d'injection) et du facteur de formation issues des mesures de conductivité électrique. Les résultats montrent que les deux modèles prédisent relativement bien les perméabilités de l'Oxfordien calcaire (Figure 62). La plupart des données calculées sont sous-estimées, avec une erreur inférieure à un ordre de grandeur par rapport aux perméabilités mesurées (droite en pointillés). Cette sous-estimation ne provient pas des microcracks mis en évidence dans nos échantillons, ce qui confirme par la même occasion que ces microcracks n'ont qu'une très faible influence sur les valeurs de perméabilité mesurées à faible confinement, comme démontré précédemment [Regnet al. 2014]. Ces résultats montrent que les propriétés de transport dépendent essentiellement de la taille critique des seuils de pore, et que la porosimétrie mercure capte la plupart de cette information.

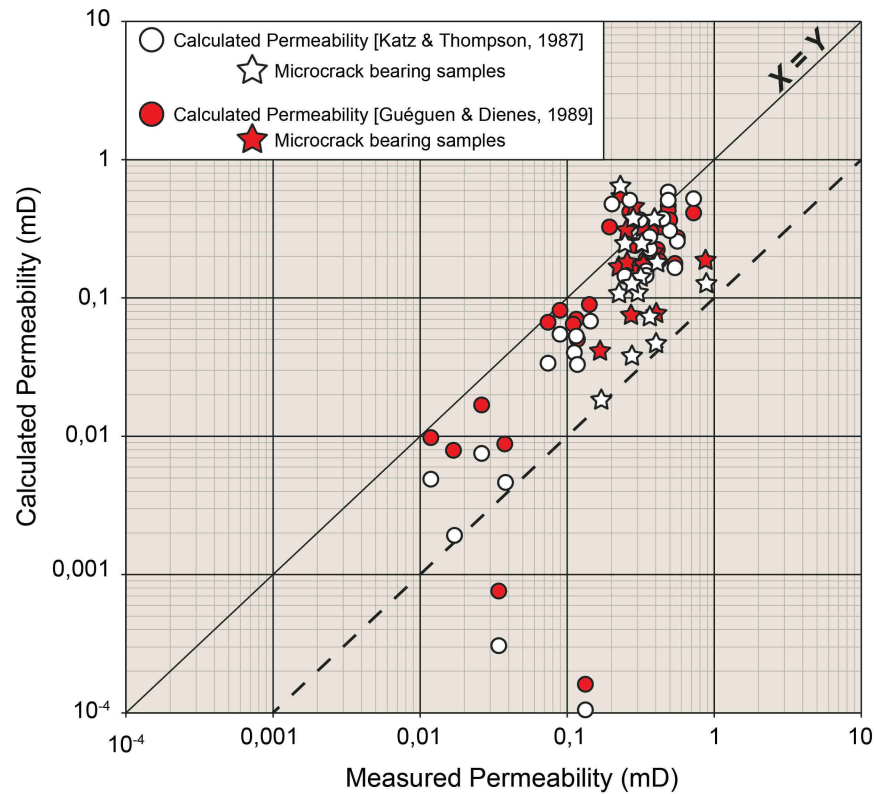


FIGURE 62 – Modélisation de la perméabilité de l'Oxfordien calcaire. La droite en pointillée représente une sous-estimation des valeurs de perméabilité d'un ordre de grandeur.

12.5 Mesure de l'atténuation sismique en laboratoire

Cette partie regroupe les résultats d'un travail préliminaire à l'élaboration d'un protocole expérimental de mesure de l'atténuation sismique en laboratoire, développé à l'Université de Cergy-Pontoise. Cette étude a fait l'objet d'un Master II Recherche réalisé par Simon Viallard, en collaboration avec l'Université de Paris XI.

12.5.1 Principe d'atténuation

La notion essentielle de l'élasticité est que les déformations sont réversibles. Si la contrainte est annulée, la déformation revient à zéro et l'énergie élastique stockée est restituée sans perte. Il y a toujours cependant une petite dissipation d'énergie, et ce phénomène conduit à l'atténuation des ondes acoustiques. En physique des roches, l'atténuation se manifeste par la réduction de l'amplitude et de la fréquence d'un signal acoustique quand il traverse un milieu poreux. Les mécanismes à l'origine des atténuations sont multiples et souvent difficiles à appréhender mais sont généralement associés aux conditions de saturation d'une roche, et à la pression différentielle [Guéguen & Palciauskas, 1992]. L'atténuation est par exemple plus forte dans des conditions de saturation partielle d'un milieu, où le fluide s'écoule localement. Le facteur de dissipation α définit la décroissance en amplitude de la forme $\exp^{-\alpha x}$ d'une onde plane lors de sa propagation sur une distance x dans un milieu anélastique. Ce facteur d'atténuation α est inversement proportionnel au facteur de qualité Q , et rend compte de l'écart à l'élasticité dans le milieu anélastique traversé, via la relation suivante :

$$\alpha = \frac{\pi f}{QV}$$

où f est la fréquence du signal, V la vitesse de l'onde et Q le facteur de qualité. Plus le milieu est atténuant, plus le facteur de qualité est faible, et *vice versa*.

12.5.2 Méthode de mesure : le rapport de spectres

Le principe consiste à comparer les spectres en fréquences d'échantillons peu atténuants et très atténuants. Ici, le matériel peu atténuant qui sert de référence aux comparaisons est de l'aluminium, dont on considère que l'atténuation Q est infinie [Toksöz et al. 1979; Johnston et al. 1979]. Si l'on suppose que le facteur de qualité de la roche est indépendant de la fréquence, et moyennant certaines approximations, le rapport des spectres est linéaire, et la pente α de la droite ainsi définie est inversement proportionnelle au produit du facteur de qualité par la vitesse des ondes [Toksöz et al. 1979]. L'évaluation du facteur de qualité Q de la roche est alors possible. Une apodisation du signal d'onde (ici, fenêtre de *Hamming* sur

trois périodes d'onde) est préalablement réalisée afin de s'affranchir des bruits de fond et des phénomènes de réflexion d'onde (Figure 63A). Le calcul du facteur de qualité est effectué sur la partie centrale du rapport de spectres, assimilable à un segment de droite (Figure 63B). Il est sans doute prudent, compte tenu des approximations faites, de considérer ces valeurs comme des facteurs de qualité “apparents”, qui peuvent être significativement différents du facteur de qualité réel. Les mesures et calculs ont été réalisés sur l'ensemble des échantillons provenant du forage EST205 de l'Oxfordien calcaire.

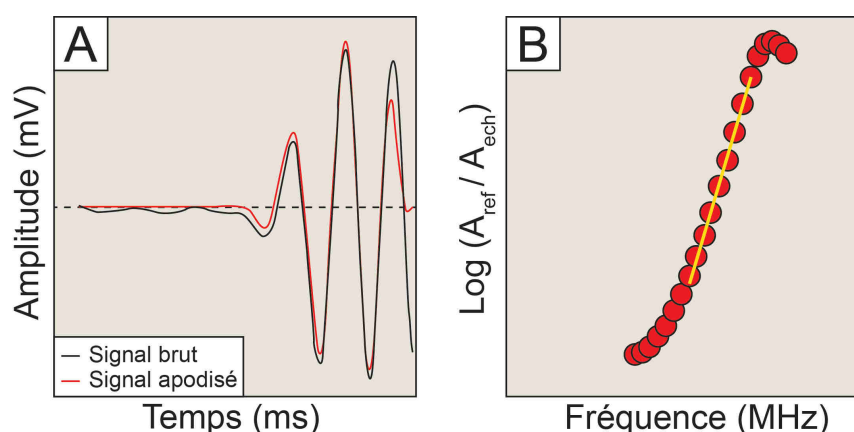


FIGURE 63 – A - Apodisation d'un signal théorique avec la fenêtre de *Hamming*. B - Rapport de spectres entre une référence peu atténuante et un échantillon. Le calcul de Q est réalisé à partir de la valeur de la pente du segment de droite (jaune) du rapport de spectres.

12.5.3 Résultats des mesures et perspectives

Les valeurs de α obtenues par la méthode de rapport de spectres sont comparées à d'autres facteurs de qualité disponibles dans la littérature et pour des roches équivalentes. Dans les roches carbonatées, les facteurs d'atténuation α sont généralement compris entre 10^{-1} et 10^{-2} [Asséfa et al. 1999]. La plupart de nos valeurs sont situées nettement au-dessus de 10^{-1} (Figure 64A & B). Lorsque l'on regarde les valeurs obtenues pour des textures allant du mudstone au grainstone, il est difficile de trouver une quelconque correspondance avec les données d'Asséfa et al. [1999]. Il est évident que le protocole expérimental n'est pas au point, et qu'un effort est à fournir en ce sens. Il est notamment nécessaire de tester plusieurs méthodes d'acquisition des signaux bruts, afin qu'ils soient les plus “propre” possible, au moyen de capteurs au domaine fréquentiel plus grand (capteurs large bande) ou de couplants de différentes nature (miel, colle, gel, utilisation de tampons en caoutchouc, ...). Cet aspect fait actuellement l'objet d'un stage d'ingénieur au laboratoire. Par ailleurs, la méthode de mesure employée par Asséfa et al. [1999] (méthode de réflexion *pulse-echo*) est sensiblement différente de celle utilisée ici et peut produire des résultats différents.

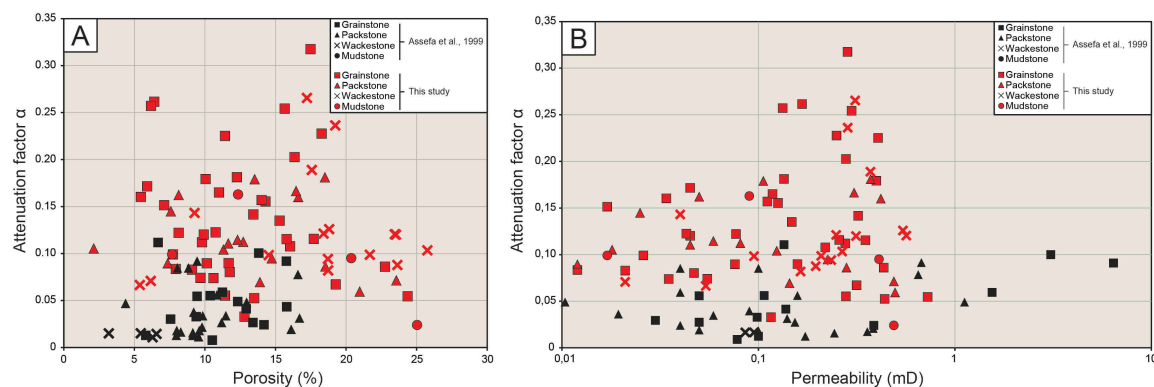


FIGURE 64 – A - Facteur d'atténuation en fonction de la porosité pour les principales textures carbonatées. B - Facteur d'atténuation en fonction de la perméabilité pour les principales textures carbonatées.

12.6 Anisotropie de perméabilité de roches carbonatées

Cette étude annexe a été réalisée lors d'un stage de 3^{ème} année de licence par une étudiante de l'Université de Nice, Sophie Michelin. Elle complète les résultats publiés récemment dans la revue *Tectonophysics* par le laboratoire [Robion et al. 2014] sur le Calcaire de Lavoux (Jurassique Moyen, Bassin de Paris).

12.6.1 Cadre d'étude

Robion et al. [2014] proposent une nouvelle méthode d'investigation de la géométrie du milieu poreux par une technique couplée (1) d'imprégnation sous pression d'échantillons de roche avec un fluide riche en éléments ferro-magnétiques (*anisotropie ferrofluide*) et (2) des mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM). Cette technique, couplée à des mesures d'anisotropie de vitesse de propagation d'onde P se montre efficace dans la prédiction des géométries 3D des pores (*pore fabrics*). Afin de rendre compte de l'anisotropie de la roche, les échantillons ont été prélevés dans les trois dimensions de l'espace (direction *X*, *Y* et *Z*) à partir de plusieurs blocs différents du Calcaire de Lavoux. Ce carbonate est un grainstone essentiellement oolithique qui présente une fraction mineure en bioclastes (bi-valves et brachiopodes). La cimentation interparticulaire (calcite de blocage) est incomplète et la porosité est principalement portée par des macropores interparticulaires, et par des micropores intraparticulaires localisés dans les oolithes. La porosité totale des échantillons varie entre 15% et 25%. Les mesures mettent en évidence une anisotropie de susceptibilité magnétique et une anisotropie de vitesse. En détails, les résultats de l'ASM montrent une anisotropie maximale (tenseur K_1) dans la direction *Z*, qui représente le plan perpendiculaire au litage sédimentaire (bedding) sur les échantillons LVX4 et LVX6 (Figure 65A). Les vitesses d'ondes P sont également maximales dans l'axe *Z*, et minimales dans les directions *X* et *Y* sur les mêmes échantillons (Figure 65B). Ces résultats sont interprétés comme une

orientation préférentielle de pores compressibles le long de l'axe Z , ce qui est rarement observé (la vitesse de propagation des ondes est généralement maximale dans le *bedding*) et constitue une curiosité géologique.

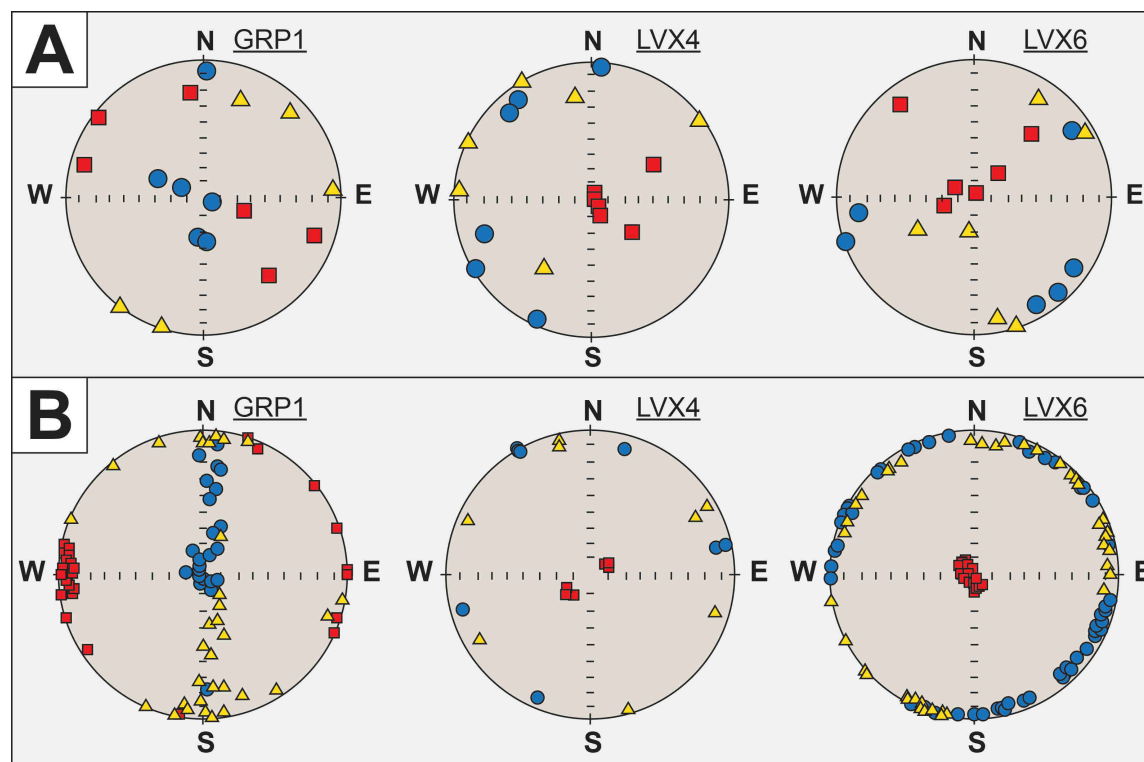


FIGURE 65 – A - Anisotropie de Susceptibilité Magnétique pour les échantillons considérés. Les carrés rouges indiquent l'axe de susceptibilité maximale (tenseur $K1$), les triangles jaunes indiquent l'axe de susceptibilité intermédiaire (tenseur $K2$) et les cercles bleus indiquent l'axe de susceptibilité minimale (tenseur $K3$). B - Anisotropie des vitesses d'onde P pour les trois échantillons considérés. Les carrés rouges indiquent les vitesses maximales, les triangles jaunes indiquent les vitesses intermédiaires, et les cercles bleus indiquent les vitesses minimales.

12.6.2 Mesure de la perméabilité sous pression

Dans le but de valider l'hypothèse de l'anisotropie d'une porosité compressible distribuée selon l'axe Z , des mesures de perméabilité sous pression ont été réalisées sur l'échantillon LVX6, et dans les trois directions de l'espace. Les résultats sont présentés dans la figure 66A. À porosité équivalente (25%), l'échantillon LVX6 présente une très nette anisotropie de perméabilité selon la direction considérée. La perméabilité est jusqu'à deux fois plus grande dans la direction Z . En revanche, les courbes d'évolution de la perméabilité en fonction de la pression sont relativement semblables (Figure 66B) : La diminution de la perméabilité est la même dans les trois directions de l'espace.

À la lumière de ces résultats, l'existence d'une anisotropie de perméabilité dans la direction Z est indéniable. L'origine de cette anisotropie peut s'expliquer par une orientation

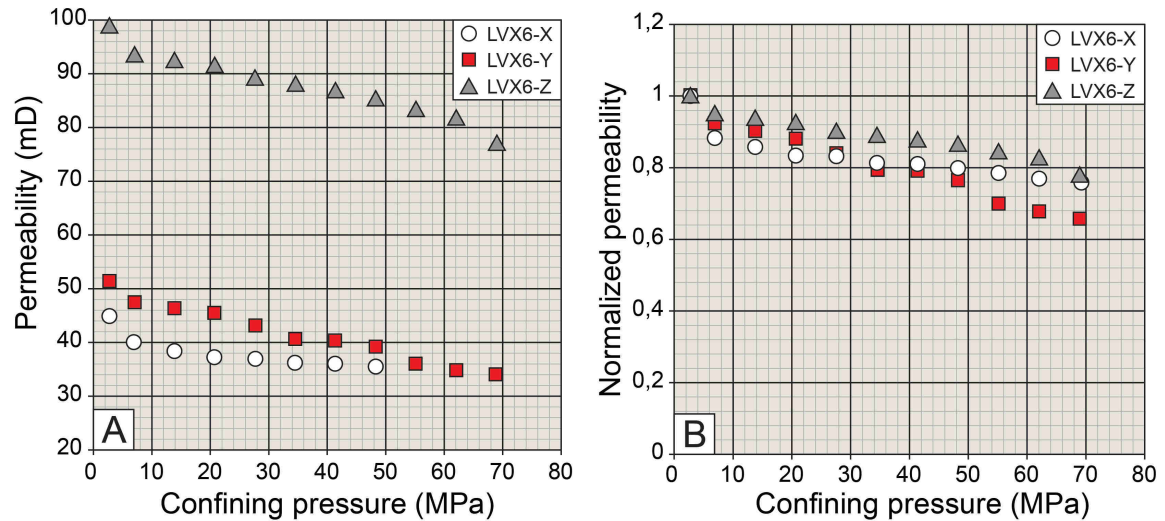


FIGURE 66 – A - Évolution de la perméabilité en fonction de la pression de confinement pour les directions X , Y et Z de l'échantillon LVX6. B - Évolution des perméabilités normalisées en fonction de la pression pour les directions X , Y et Z de l'échantillon LVX6.

préférentielle des pores, comme suggéré par *Robion et al. [2014]*, et qui facilite et/ou représente des directions d'écoulement préférentielles. En revanche, il est difficile de parler ici de porosité compressible tant les diminutions de perméabilité avec la pression observées sont semblables d'une direction à une autre.

Quatrième partie

Comportement mécanique de roches carbonatées microporeuses

1	Préface	138
2	Comportements mécaniques des roches	140
2.1	Notion de transition fragile-ductile	140
2.2	Déformation expérimentale	142
2.2.1	Compression hydrostatique	143
2.2.2	Compression triaxiale	144
2.2.3	Enveloppe de rupture	144
2.3	La compaction des carbonates	146
2.3.1	Les micromécanismes de déformation	147
2.3.2	Déformation de la calcite : plasticité et fissuration	149
3	L'Oolithe Blanche dans l'Est du Bassin de Paris	152
3.1	La formation	152
3.2	Caractérisation pétrophysique	156
4	Déformation expérimentale de l'Oolithe Blanche : Le rôle des micro-structures	160
4.1	Système expérimental	160
4.1.1	Mesure de la perméabilité sous contrainte	161
4.1.2	Essais en température	162
4.1.3	Préparation des échantillons	162
4.1.4	Dispositif acoustique	163
4.2	Les structures de microporosité	163

5	Abstract	168
6	Introduction	170
7	Sampling and experimental set-up	172
7.1	Samples selection and preparation	172
7.2	Experimental procedure	173
8	Results	176
8.1	Mechanical data	176
8.2	Acoustic properties	178
8.3	Permeability evolution	179
8.4	Microstructural observations	180
9	Discussion	182
9.1	Influence of microporosity distribution on the elastic properties	182
9.2	Influence of microporosity distribution on the mechanical behavior	183
9.3	Microporosity distribution and permeability	185
9.4	Shear-induced dilation : an effective mechanism for permeability enhancement	187
10	Conclusion	190
10.1	La forme des ciments calcitiques	196

LES forces tectoniques qui s'appliquent dans la lithosphère terrestre ne sont pas emmagasinées indéfiniment dans les roches qui la composent. Dans la croûte supérieure, les conditions de basse pression et température font que les roches se fracturent pour accommoder la déformation qui s'accumule à l'échelle des temps géologiques. Cette fracturation se traduit à l'échelle de la croûte par la présence de failles le long desquelles la déformation est localisée. En réponse au chargement d'origine tectonique, les processus de fracture peuvent être lents et stables, ou bien rapides et catastrophiques. Ce dernier cas correspond à l'occurrence de tremblements de terre, c'est-à-dire la libération brutale d'énergie stockée sous forme élastique. Ces processus de fracture sont fortement influencés par les conditions de température et de pression, la présence de fluides et la résistance mécanique de la roche elle-même. Le couplage de tous ces éléments sont la source d'une très grande complexité dans le comportement mécanique des roches. Cette partie regroupe le travail réalisé principalement à l'École Normale Supérieure de Paris, et dans une moindre mesure à l'Université de Cergy-Pontoise. Ces travaux portent sur la déformation de la formation calcaire de l'Oolithe Blanche du Bassin de Paris, au travers d'expériences de laboratoires, et plus particulièrement sur la réponse mécanique de ce carbonate selon son caractère ou paramètre microstructural.

2.1 Notion de transition fragile-ductile

La température et la pression peuvent changer le mode de déformation d'une roche, en facilitant les processus de plasticité par exemple, ou en induisant des transitions de phase des minéraux de la roche [Brantut, 2010]. Les fluides quant à eux, peuvent avoir un effet chimique, en modifiant la roche elle-même (par exemple les interactions entre grains), ou un effet physique par l'intermédiaire de la pression de pore. Ces couplages physico-chimiques permettent la coexistence de plusieurs mécanismes de déformation en compétition, à savoir ici des mécanismes fragiles et des mécanismes ductiles ou plastiques [Guéguen & Palciauskas, 1992]. Dans les conditions de la croûte terrestre, en particulier dans sa partie supérieure, la grande majorité des roches répond de façon élastique puis fragile aux déformations qui leur sont imposées.

La déformation fragile est caractérisée macroscopiquement par la création et la propagation de fissures et de failles au sein des roches : il s'agit d'une déformation localisée. Au cours de la déformation, le comportement fragile est marqué par l'existence d'un pic de contrainte au moment de la rupture, puis d'une chute de contrainte au cours du glissement sur la faille ou le réseau de fissures macroscopiques [Guéguen & Palciauskas, 1992] (Figure 67A). Ce comportement peut être formalisé dans le cadre d'une approche de type *Mohr-Coulomb*, où la résistance à la fracture d'un matériau est directement proportionnelle à la contrainte normale qui s'applique sur la fracture.

D'un point de vue microscopique, le comportement fragile correspond à un mécanisme de croissance et de coalescence de fissures à l'intérieur de la roche, pour former une faille macroscopique (Figure 67B). Cela explique l'origine de l'épaisseur finie de la zone de faille, qui contient en général une gouge formée de grains broyés. L'accumulation de fissures induit toujours un phénomène de dilatance avant la rupture, qui consiste en une augmentation relative du volume total du matériau. L'ensemble de ce processus de fracturation peut se

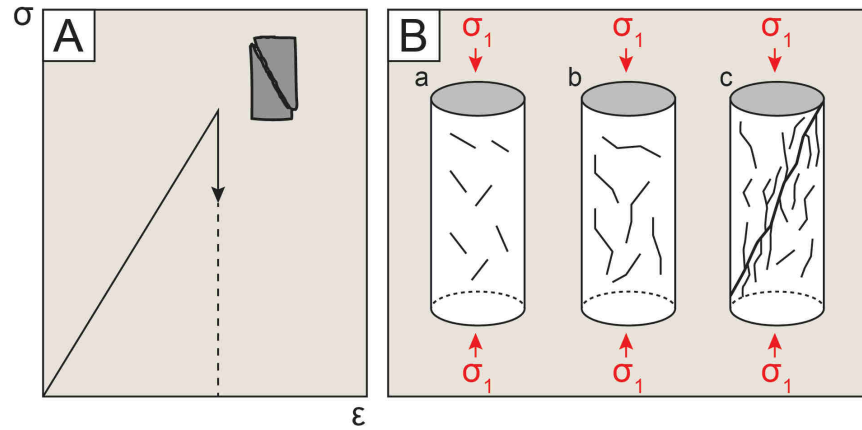


FIGURE 67 – A - Comportement fragile dans le diagramme contrainte (σ) - déformation (ϵ). B - Développement de fissures par nucléation successive hétérogènes et anisotropes (interactions).

produire de façon dynamique à l'échelle microscopique, et donc générer ce qu'on appelle des émissions acoustiques. L'étude de leur localisation spatio-temporelle permet de reconstituer la chronologie relative de la fracturation [Lockner & Byerlee, 1977].

À partir d'une certaine pression de confinement, il n'y a plus de rupture macroscopique de la roche : elle continue à se déformer de façon ductile sans qu'une faille distincte ne se forme [Heard, 1960; Byerlee 1968] (Figure 68A).

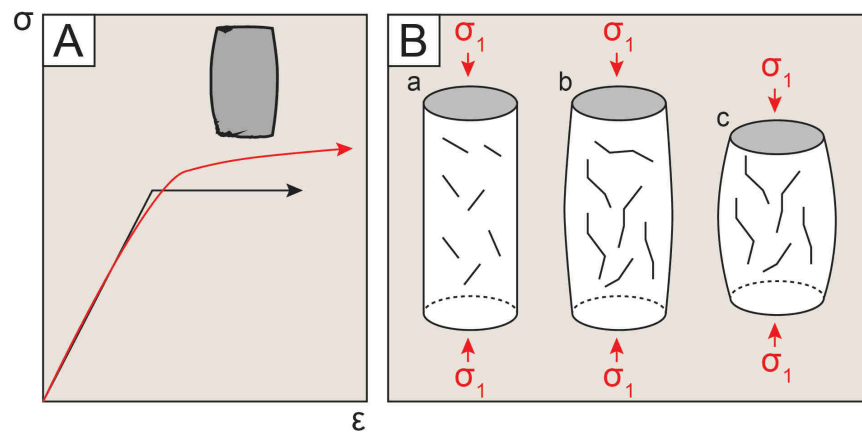


FIGURE 68 – A - Comportement ductile et ductile avec durcissement (courbe rouge, *strain-hardening*) dans le diagramme contrainte (σ) - déformation (ϵ). B - Coalescence limitée des fissures et forme "en tonneau" (*barrel shape*) caractéristique du régime ductile.

En effet, à pression de confinement élevée, les fissures ne peuvent coalescer pour former une fracture macroscopique, alors que certains processus plastiques intercrystallins comme des mouvements de dislocation ou le maillage (cas des carbonates) interviennent dans la déformation [Guéguen & Palciauskas, 1992]. Il s'agit là d'un comportement mixte à l'échelle microscopique, mais macroscopiquement ductile. Notons ici que la notion de comportement ductile reste une désignation macroscopique, car il peut inclure de la fissuration microscopique.

rique (Figure 68B). À faible température et à haute pression, ce type de ductilité est couramment observé dans la plupart des roches, notamment dans les grès et les carbonates [*Heard, 1960; Fredrich et al., 1989; Evans et al., 1990; Tullis & Yund, 1992; Wong et al., 1997; Baud et al., 2000, 2009; Vajdova et al., 2004; Wong & Baud, 2012*].

Parallèlement, de nombreux travaux expérimentaux de déformation des roches à haute température, initiés par *Griggs, Turner, & Heard [1960]*, ont permis de caractériser leur comportement ductile, ou plastique. Le terme de ductilité ici est assimilé à un comportement macroscopique, alors que le terme plasticité implique l'activation de processus de déformation comme des mouvements de dislocations ou de défauts intracrystallins, ou de recristallisation dynamique. Le comportement d'une roche à température élevée est caractérisé par une forte dépendance de la contrainte à la température et à la vitesse de déformation. Plus la vitesse est lente et la température élevée, plus la contrainte nécessaire pour induire la déformation est faible.

2.2 Déformation expérimentale

Lorsqu'un volume de roche se trouve en profondeur, il subit selon l'axe vertical une pression lithostatique créée par le poids des roches sus-jacentes. Dans le plan horizontal il subit l'action et la pression des roches voisines. Si les contraintes horizontales sont égales aux contraintes verticales, le champ de contrainte est hydrostatique. Cependant, dans la majorité des cas, les contraintes axiales sont supérieures aux contraintes horizontales, dans ce cas le champ de contrainte est déviatorique.

Pour comprendre le comportement des roches *in-situ*, on utilise l'essai triaxial. L'essai consiste à appliquer sur une éprouvette cylindrique, une pression de confinement P_C , qui modélise l'action des roches voisines, et une contrainte axiale σ_1 qui représente la pression lithostatique. On peut également appliquer une pression de fluide P_P , pour modéliser l'écoulement des fluides dans les roches *in-situ* (ce qui est le cas des roches dans leur état naturel) et mesurer par exemple l'évolution de la perméabilité au cours du chargement (Figure 69). Par convention une contrainte de compression est comptée positive. Les contraintes principales maximale et minimale sont notées σ_1 et σ_3 . La pression de pore est notée P_P et la pression de confinement $P_C = \sigma_3 = \sigma_2$. La contrainte effective moyenne est notée :

$$P' = \frac{\sigma_1 + 2\sigma_3}{3} - P_P$$

On suppose que le coefficient de Biot est égal à 1. La contrainte déviatorique est notée $Q = \sigma_1 - \sigma_3$, avec $\sigma_1 > \sigma_3$. Les essais triaxiaux peuvent ainsi être décrits dans un espace de contraintes *contrainte moyenne effective P' - contrainte déviatorique Q* .

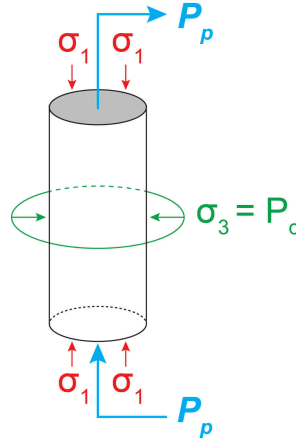


FIGURE 69 – Principe de l’essai triaxial.

2.2.1 Compression hydrostatique

Le comportement d’une roche poreuse sous contrainte hydrostatique ($\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 = P_C$) se caractérise toujours par une diminution de la porosité. Si cette variation de volume est dans un premier temps élastique, on s’aperçoit que la courbe pression-volume change de pente pour un seuil noté P^* (Figure 70A). A partir de ce seuil, la microstructure commence à évoluer via la destruction des joints de grains, puis des grains eux-mêmes conduisant à une réduction de porosité [Guéguen & Palciauskas, 1992] (Figure 70B). La pression P^* correspond à une pression de début d’effondrement de la structure, elle est appelée “pression d’effondrement des pores” (*pore collapse*) ou pression critique. La pression P^* joue un grand rôle dans la compaction des réservoirs pétroliers. La valeur de cette pression dépend de la nature de la roche (nature des joints de grains), de la taille des grains et de la porosité : plus la porosité et la taille des grains est importante, plus la valeur P^* diminue [Zhang *et al.* 1990].

Pour modéliser les valeurs de P^* , Zhang *et al.* [1990] utilisent le modèle d’empilement de Brandt [1955] qui permet de relier la force de contact entre deux sphères à la pression appliquée sur les surfaces extérieures d’une roche. La force exercée au contact de chaque sphère dépend de la pression effective P_E appliquée sur la roche. L’expression de la pression critique en fonction de la porosité ϕ , de la taille des grains C et du facteur d’intensité des contraintes critiques K_{lc} s’écrit :

$$P^* = 2.2 \left(\frac{1 - \nu^2}{E} \right)^2 \left(\frac{K_{lc}}{(1 - 2\nu)\sqrt{\phi c}} \right)^3$$

où ν est le coefficient de Poisson, E le module de Young. Il est important de noter que si la roche est homogène, la déformation cataclastique est diffuse et non-localisée.

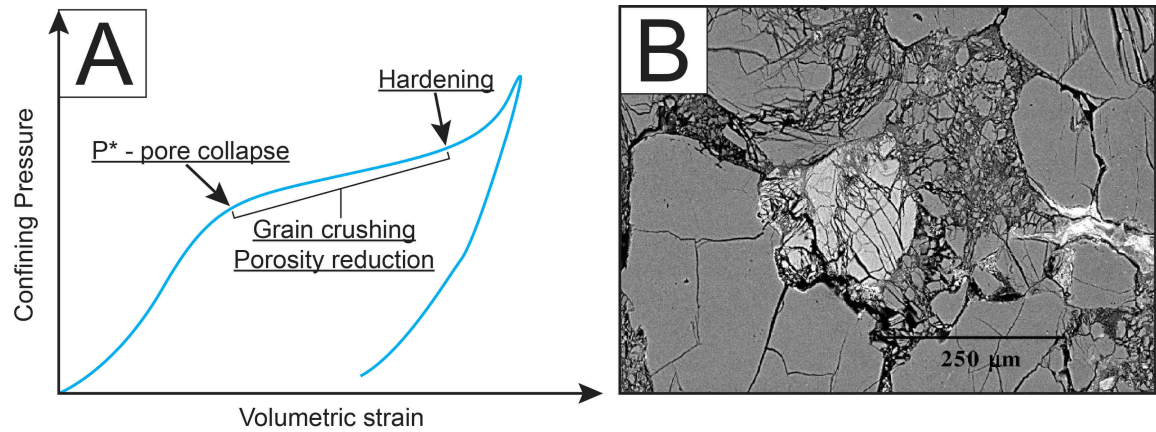


FIGURE 70 – A - Comportement mécanique d’une roche poreuse sous régime hydrostatique. B - Effondrement des pores (*pore collapse*) et rupture (ou broyage) des grains (*grain crushing*) à la pression P^* dans le grès de *Darley Dale* [Wong et al. 1999].

2.2.2 Compression triaxiale

Le test triaxial fait intervenir deux paramètres de chargement : la contrainte axiale σ_1 et la pression de confinement $P_C = \sigma_2 = \sigma_3$. Lors d’un essai, plusieurs chemins de contraintes peuvent être envisagés :

L’essai classique consiste à augmenter la pression de confinement (alors $P_C = \sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$) puis d’augmenter la contrainte axiale σ_1 . Dans la seconde partie de l’essai, σ_1 augmente, la contrainte déviatorique est alors une fonction linéaire de la pression moyenne effective :

$$P' = P_C - P_P + \frac{1}{3}Q$$

Un autre chemin possible consiste à augmenter la pression de confinement, puis d’augmenter la contrainte déviatorique et diminuer la pression de confinement de façon à garder une pression moyenne effective constante.

Enfin un troisième essai consiste à “toucher” l’enveloppe d’élasticité à contrainte déviatorique constante : dans une première étape, l’essai est classique, puis la contrainte moyenne effective augmente (la contrainte déviatorique étant constante). Cette dernière étape peut être effectuée en diminuant la pression de pore, ou en augmentant la pression de confinement.

2.2.3 Enveloppe de rupture

À la suite de ces expériences, il est possible de tracer les enveloppes de rupture, c’est à dire les enveloppes élastiques limites dans un diagramme de contrainte $P' - Q$.

Dans le comportement fragile, on retient pour les différents essais deux valeurs : la contrainte maximale atteinte par l’échantillon σ_{max} et la contrainte C' pour laquelle l’évolution de la porosité s’inverse passant de compactante à dilatante (Figure 71).

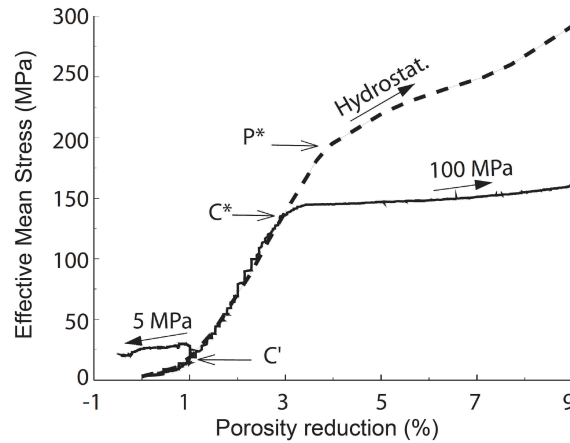


FIGURE 71 – Evolution de la contrainte effective moyenne en fonction de la réduction de porosité (comptée positivement). Grès d’Adamswiller [Wong et al. 1997].

La contrainte σ_{max} peut être définie par une droite de rupture dans le plan $(P' - Q)$. Cependant les données de *Wong et al. [1997]* sur les grès semblent indiquer que σ_{max} tend à suivre une parabole. *Bouteca et al. [2000]* utilisent les deux concepts : pour ces auteurs, la courbe de rupture suit d’abord une droite (dite de *Drucker-Prager*), puis à partir d’une certaine valeur de la contrainte moyenne effective P' , elle suit une parabole (Figure 72A). Les différents auteurs se sont également attachés à délimiter la zone de dilatance. Lors d’un essai, le seuil C' caractérise le début de dilatance. Ce seuil est caractérisé par une droite dans le plan $(P' - Q)$. Cette zone de dilatance est comprise entre l’enveloppe parabolique dite de rupture, et la droite représentant le début de dilatance.

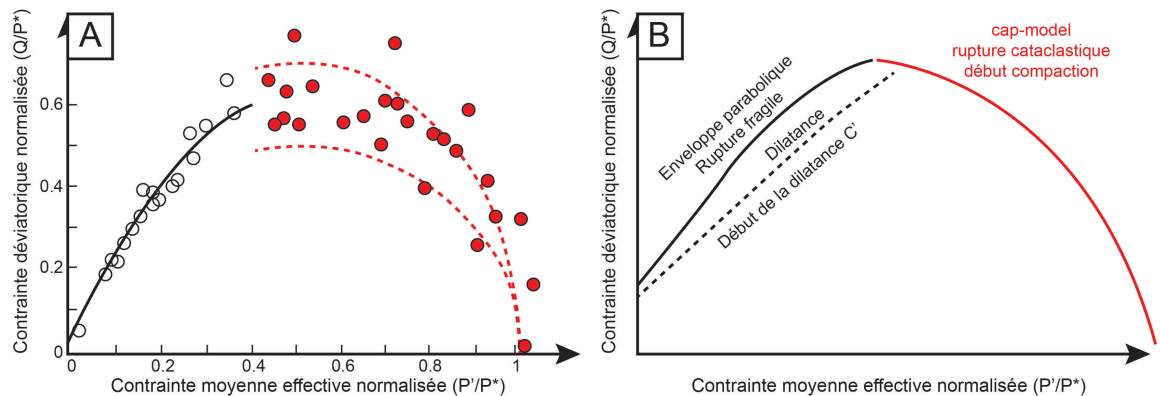


FIGURE 72 – A - Synthèse des données expérimentales menées sur six grès (15% - 35% de porosité) [Wong et al. 1997]. Le régime fragile des échantillons est représenté par des symboles ouverts (les seuils de dilatance C' ne sont pas tracés), le régime ductile par des symboles fermés. B - Modélisation de l’enveloppe élastique d’une roche poreuse [Dimaggio et Sandler, 1971].

Dans le comportement cataclastique ou ductile, les différents essais sont caractérisés par le seuil C^* , et représente le seuil de contrainte où l’échantillon quitte le domaine élastique

et évolue en compaction accélérée. Dans le plan de contrainte ($P' - Q$), les différentes grandeurs C^* semblent décrire une ellipse (Figure 72B). Ceci est en cohérence avec le “cap model”, développé pour les matériaux poreux par *Dimaggio & Sandler [1971]* et plus récemment par *Nguyen et al. [2014]*. Pour comparer des échantillons de porosités initiales différentes, on normalise les différentes valeurs des contraintes caractéristiques par la pression d’effondrement des pores P^* .

2.3 La compaction des carbonates

La transition fragile-ductile des roches carbonatées est légèrement différente de celle de la plupart des grès [*Baud et al. 2009*]. Le domaine fragile-ductile des calcaires et des marbres est accessible à température ambiante et pour des pressions accessibles en laboratoire, car la déformation de la calcite (maclage, dislocation, fissuration) apparaît à des contraintes cisailantes relativement faibles [*Paterson, 1958; Evans et al. 1990*]. Le même comportement est observé pour les craies poreuses [*Teufel et al. 1991; Risnes et al. 2005*]. Dans les calcaires de porosité intermédiaire (3% - 18%), des phénomènes de dilatance associés à des localisations de la déformation sur des fractures cisailantes sont observés à bas confinement. À plus haut confinement, les calcaires sont généralement caractérisés par un comportement “ductile avec durcissement” (*strain-hardening*) et par des phénomènes de compaction cisailante (*shear-enhanced compaction*). Après une étape de durcissement (*strain-hardening*) assez longue, la roche peut repasser en régime de dilatance [*Baud et al. 2009*].

D’un point de vue microscopique, le comportement fragile est le plus souvent associé au développement de microcracks et de glissement frictionnel entre les grains [*Wong et al. 2012*]. En revanche, les micromécanismes de déformation du domaine ductile sont plus nombreux (plasticité du minéral, fissuration, dislocation, maclage) et leur interdépendance est très complexe [*Evans et al. 1990; Blenkinsop, 2000; Paterson & Wong, 2005*]. La sensibilité de chaque mécanisme à la pression, température, vitesse de déformation ou à la présence de fluides peut être très différente.

Les données mécaniques disponibles dans la littérature montrent que la rupture fragile et la rupture cataclastique (ductile) ont une dépendance différente à la pression (Figure 73). Dans le domaine fragile (symbole ouvert), il y a une corrélation positive entre la contrainte maximale σ_{max} atteinte par l’échantillon et la pression effective moyenne, comme attendu pour une rupture de type *Mohr-Coulomb*. En revanche, en régime cataclastique, dont l’enveloppe est indiquée par le seuil de pression C^* (symboles fermés) avant une compaction inélastique, il existe une corrélation négative entre la pression moyenne effective P' et la contrainte déviatorique Q . De plus, l’enveloppe de compaction (*compactive yield cap*) s’ac-

croît lorsque la porosité de la roche diminue. La transition fragile-ductile correspond à l'intersection entre la droite de rupture fragile et l'enveloppe dessinée par C^* .

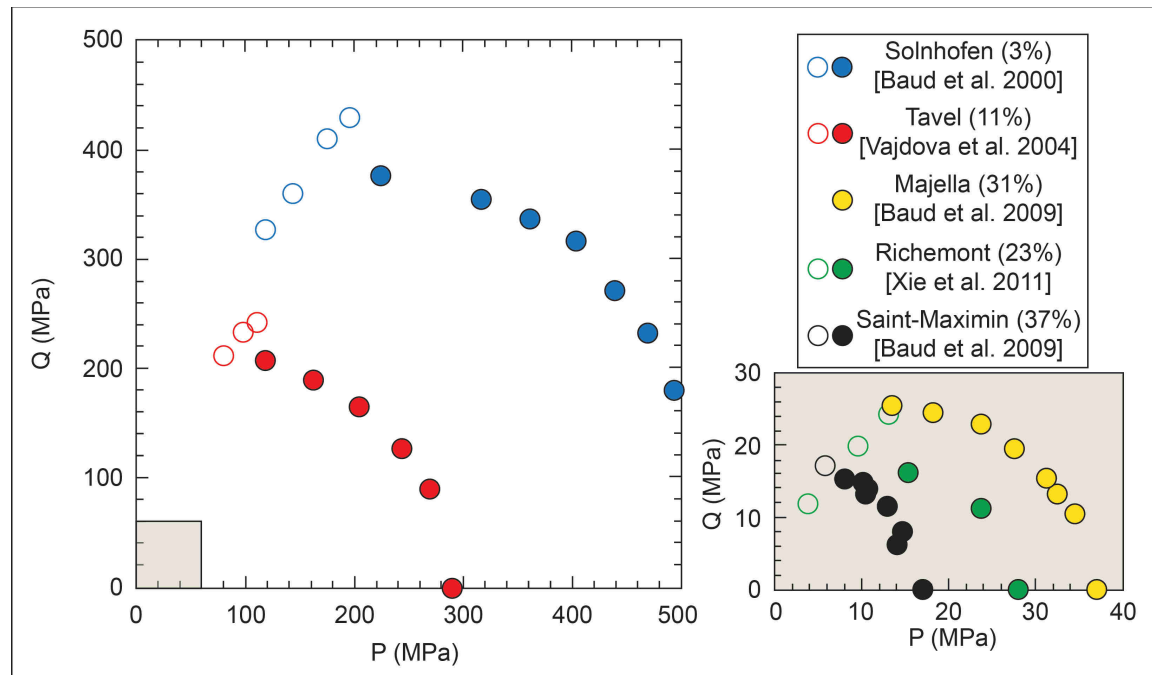


FIGURE 73 – Enveloppes de rupture pour différents calcaires, issues de la littérature [Wong et al. 2012]. Les symboles ouverts correspondent à la contrainte à la rupture, et les symboles fermés correspondent à C^* , la pression maximale avant la compaction inélastique.

2.3.1 Les micromécanismes de déformation

Baud et al. [2009] ont réalisé une étude très détaillée sur les micromécanismes de déformation dans les carbonates (grainstone de Majella - 31% de porosité et calcaire de Saint Maximin - 37% de porosité, 39% de quartz). Tout l'intérêt de cette étude est l'observation microscopique post-mortem après différentes étapes de déformation.

Sous chargement hydrostatique (sec), la rupture des grains (cristaux de calcite et de quartz) semble être le phénomène d'endommagement prépondérant, et la déformation est distribuée de manière complètement homogène. Quelques macles dans les cristaux de calcite sont observées (Figure 74). Les mécanismes de déformations entre les deux carbonates sont semblables, et également similaires à celles faites sur les grès poreux [Menéndez et al. 1996]. Dans le calcaire de Majella en régime de compaction cisailante (*shear-enhanced compaction*) et à faible confinement (5 MPa) une bande de compaction cisailante apparaît à 45° de la contrainte principale σ_1 et est constituée de grains fracturés alors que les grains de part et d'autre de la bande ne sont pas endommagés (Figure 75A). A plus haut confinement (> 10 MPa), il n'y a plus de localisation sur une bande de compaction cisailante, mais une fracturation très intense des grains, qui apparaît comme un mécanisme de déformation prépondérant. Certains pores sont également remplis par du matériel plus fin provenant

du broyage des grains. Dans le calcaire de Saint Maximin, c'est une bande de compaction cisailante quasi-horizontale (80° par rapport à σ_1) qui se forme, et qui est composée de grains broyés (Figure 75B). Lorsque le confinement augmente, ce sont plusieurs bandes de compaction cisailantes qui apparaissent.

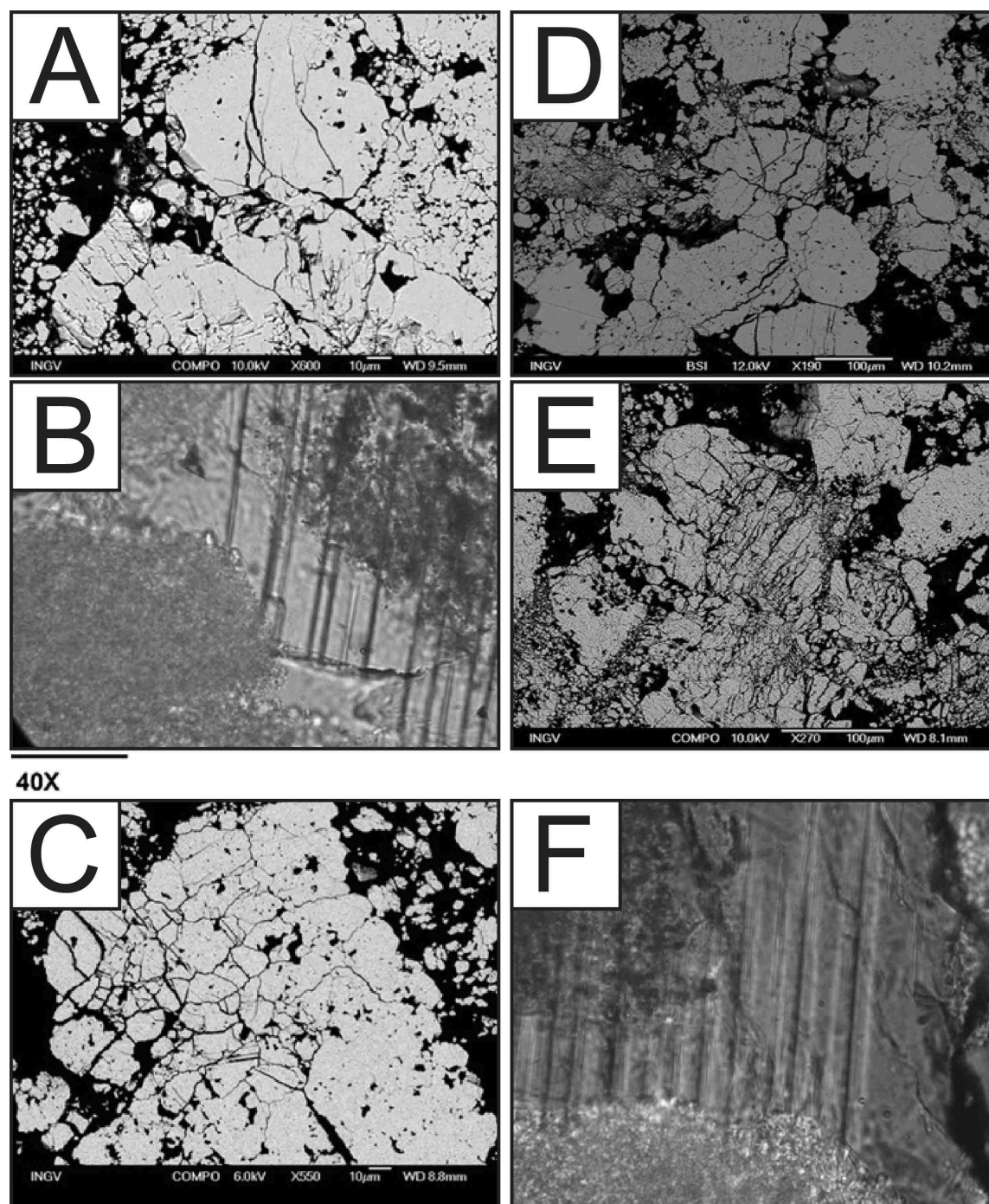


FIGURE 74 – A, B et C - Photos MEB (Back-scattered) du grainstone de Majella après déformation hydrostatique au-delà de P^* . La fracturation des grains est très nette et une proportion limitée de macles est observée sous lumière transmise. D et E - Photo MEB (Back-scattered) du grainstone de Majella sous 16 MPa de confinement (sec) (D) et 26 MPa de confinement et 5,8% de déformation axiale (sec) (E). F - Macles observées dans le calcaire de Saint-Maximin sous lumière transmise après déformation hydrostatique au-delà de P^* .

Ainsi, aux mêmes pressions de confinement, le calcaire de Majella et de Saint-Maximin présentent des micromécanismes de déformation différents. Il apparaît évident que ce sont les microstructures préexistantes qui ont permis la nucléation et le développement de bandes de compaction différentes (angle de 45° ou de 80° par rapport à la contrainte normale), qui est le micromécanisme de déformation dominant dans le calcaire de Saint-Maximin.

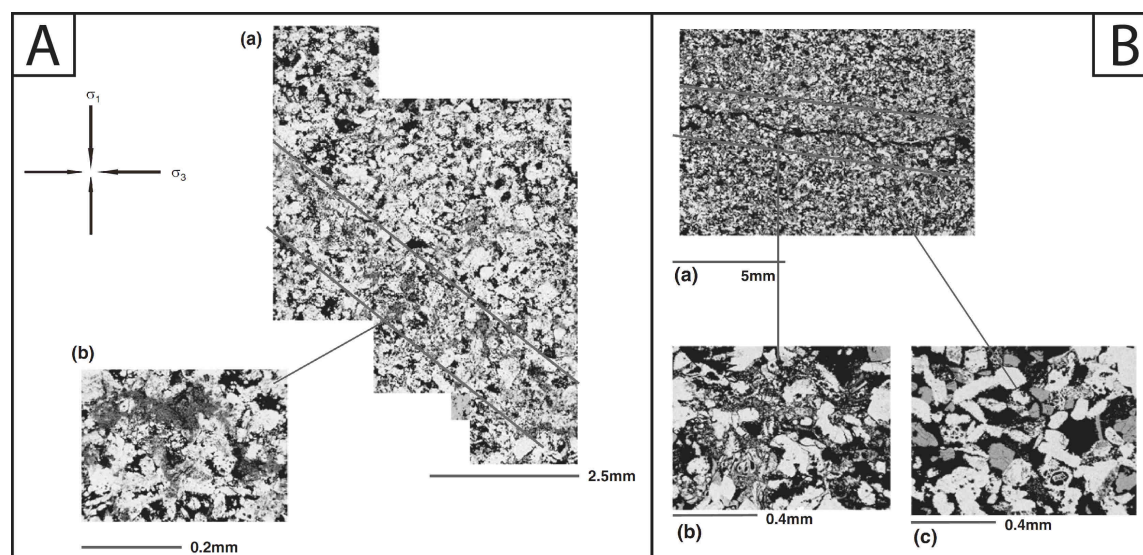


FIGURE 75 – A - Détail de la bande de compaction cisailante (45°) observée dans le grainstone de Majella à 5 MPa de pression de confinement. Fracturation intense des grains à l'intérieur de la bande. B - détail de la bande de compaction cisailante de grand angle (80°) du calcaire de Saint-Maximin et observée à une pression de 5 MPa. Fracturation intense des grains dans la bande et absence d'endommagement hors bande. D'après Baud et al. [2009].

2.3.2 Déformation de la calcite : plasticité et fissuration

La compaction des grès est le résultat de l'effondrement de la structure poreuse et de la rupture (voire du broyage) des grains de quartz et des joints de grains [Wong et al. 1997]. Dans le cas des carbonates, les micromécanismes sont plus compliqués. En effet, à la différence du quartz ou du feldspath, la calcite se déforme plastiquement, sous un état de contrainte donné, à température ambiante [Turner et al. 1954].

La plasticité de la calcite est associée à des dislocations, des empilements de dislocations ou du maclage. Ces processus sont en réalité des défauts d'arrangement cristallin à l'échelle atomique. Ces défauts sont stables à basse température et mobiles à haute température [Darot et al. 1985]. Cette déformation se fait sans changement de volume de la roche.

La fissuration est un mécanisme qui apparaît pour accommoder la déformation plastique intra-granulaire. Sous l'effet de la contrainte externe, les carbonates vont se compacter, et la réduction de l'espace poreux ne peut alors se produire que par une fissuration des joints de grains. De plus, au sein d'un minéral, la présence de nombreuses hétérogénéités vont

conduire à des empilements de dislocations et à des macles dans différentes directions. Il va en résulter une contrainte interne de plus en plus élevée [Fortin, 2005]. Cette contrainte interne peut conduire à des micro-fissurations, qui vont apparaître au sein du grain. Ces fissures sont plus petites que celle observées dans les grains de quartz [Baud et al. 2009]. Aussi si l'on mesure les vitesses élastiques au cours du chargement d'un échantillon de carbonates, les vitesses vont être affectées par deux mécanismes distincts : la réduction de l'espace poreux va tendre à augmenter les vitesses élastiques, alors que la fissuration intra granulaire et la fissuration des joints de grains va tendre à diminuer les vitesses. Ce phénomène est confirmé par les expériences triaxiales récemment menées sur le marbre de Carrara (0.5% de porosité) et le calcaire de solnhofen (4.5% de porosité) [Schubnel al. 2005], qui montrent que les vitesses élastiques diminuent dès que la contrainte atteint le seuil critique de dilatance C' lorsque le marbre est dilatant. En revanche, lorsque le calcaire de Solnhofen est compactant, les vitesses élastiques diminuent dès que la contrainte atteint le seuil critique de compaction C^* . Pour ces deux matériaux, les expériences montrent que l'effet de la fissuration sur les vitesses élastiques est plus important que l'effet de la compaction de l'espace poreux.

3.1 La formation

La Formation de l'Oolithe Blanche (Jurassique moyen) est un aquifère majoritairement salin qui produit très localement des réservoirs à hydrocarbure. Son épaisseur varie de 50 à 110 mètres, et affleure sur les bords oriental et occidental du bassin de Paris et est enfouie à une profondeur moyenne de 2000 mètres au centre de celui-ci (Figure 76). Les textures carbonatées rencontrées sont principalement des grainstones oolithiques, et beaucoup plus rarement des packstones [Makhloufi et al. 2013].

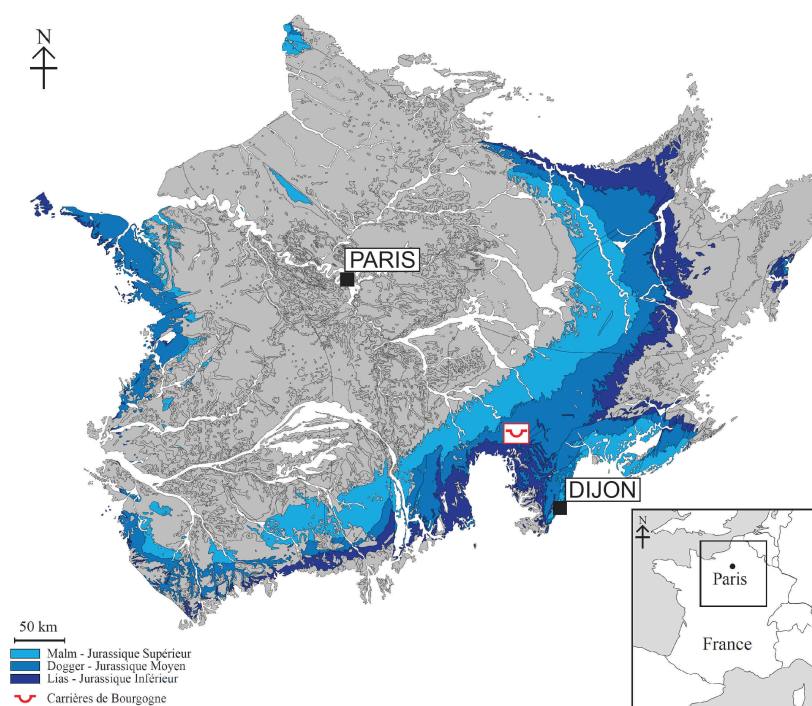


FIGURE 76 – Carte géologique simplifiée du Bassin de Paris. Les terrains d'âge Jurassique sont indiqués en couleur bleue. D'après Makhloufi [2013].

Dans cette formation, les grains sont majoritairement représentés par des oolites, et dans

une moindre mesure par des bioclastes dont la fraction varie (échinodermes, lamellibranches, brachiopodes, gastéropodes, bryozoaires et foraminifères). Les oolites sont des éléments plus ou moins sphériques de taille comprise entre 0.5 et 2 mm. Elles sont composées d'un nucléus habituellement formé par un débris tel qu'un bioclaste, et d'une enveloppe concentrique appelée "cortex" formée par agrégation durant les roulements successifs du nucléus sur les fonds marins, induit par l'action des vagues typique d'un milieu marin agité (Figure 77A & B).

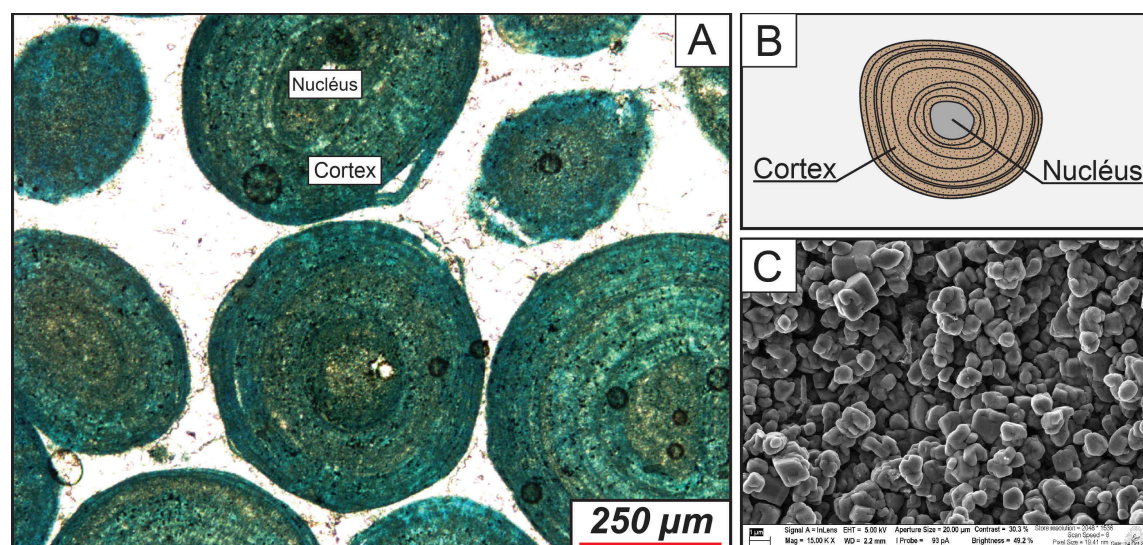


FIGURE 77 – A & B - Structure interne d'une Oolithe formée d'une double structure Nucléus/Cortex. C - La microporosité intercrystalline en position intragranulaire est mise en évidence par la coloration en bleu de la résine.

Cette enveloppe peut présenter différents niveaux de préservation selon l'intensité de la diagenèse au cours de l'enfouissement [Purser, 1983]. Les oolites observées dans cette formation sont majoritairement micritiques et microporeuses (microporosité intragranulaire à l'échelle de la roche, mais intercrystalline à l'échelle de l'oolithe car les micropores sont localisés entre les particules de calcite microcristalline (Figure 77C).

Certains auteurs [Shearman et al. 1970] ont montré que la formation des oolites peut également être partiellement due à l'activité algale, et donc la présence de matière organique dans le cortex et qui participerait à la structuration des enveloppes concentriques. La dégradation de la matière organique contenue dans le cortex oolithique pourrait donc être à l'origine de la microporosité typiquement rencontrée dans les oolites [Harris, 1979; Purser, 1983]. Ainsi, l'origine de la microporosité dans les oolites est toujours discutée en regard de la participation ou non d'organismes à la création du cortex. Des études récentes [Duguid et al. 2010; Pacton et al. 2012] suggèrent que la présence de microorganismes n'est pas nécessaire à la formation du cortex.

D'un point de vue environnemental, la formation de l'Oolithe Blanche s'est déposée dans

un milieu marin agité (shoreface), chaud et peu profond et est généralement associée à des barrières oolithiques (shoal oolithique) [Makhloufi *et al.* 2013]. Ces barrières ont protégé plusieurs domaines de sédimentation plus calmes de lagon qui reçoivent certains dépôts oolithiques lors tempêtes [Garcia *et al.* 1996]. Durant tout le Bathonien, ces dépôts oolithiques sont néanmoins hétérogènes d'un point de vue sédimentologique et des variations latérales et horizontales de faciès existent sur de courtes distances [Makhloufi *et al.* 2013]. En intégrant les observations de terrain avec les modèles sédimentologiques décrits dans des systèmes analogues récents tels que les Bahamas [Harris, 1979; Harris *et al.* 1979; Reijmer *et al.* 2012; Reeder & Rankey, 2008, 2009; Rankey & Reeder, 2010, 2011], un modèle sédimentologique simplifié a été proposé par Casteleyn *et al.* [2010] puis repris par Makhloufi *et al.* [2013] pour la formation de l'Oolithe Blanche (Figure 78).

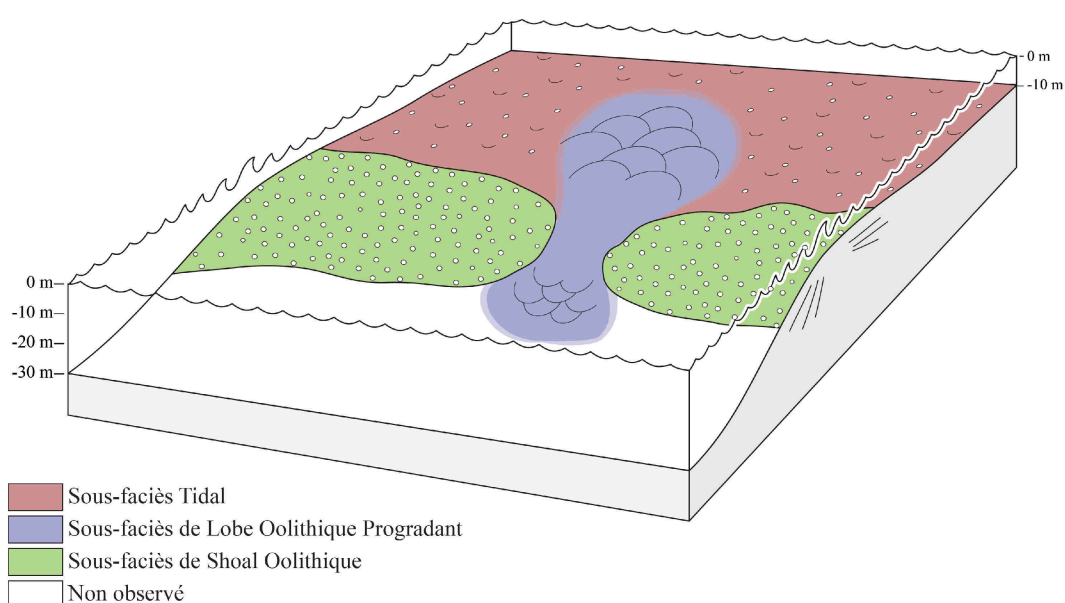


FIGURE 78 – Modèle sédimentologique de la formation de l'Oolithe Blanche et les 3 grands domaines de sédimentation reconnus par Casteleyn *et al.* [2010] et Makhloufi *et al.* [2013].

Ces auteurs décrivent également trois associations de faciès sédimentaires caractéristiques d'un sous-domaine de shoal pour la formation de l'Oolithe Blanche. Ces associations sont essentiellement basées sur les structures sédimentaires observées et reconnues sur le terrain et n'ont pas grande signification pétrographique : Les associations de faciès "Shoal Oolithique", "Lobe Oolithique Progradant" et "Tidal" sont toutes caractérisées par des grainstones généralement bien triés, localement packstones, dans lequel les oolithes représentent plus de 80% des grains. Les 20% restants sont représentés par des pellets et des bioclastes variés (principalement des échinodermes, des bivalves, des foraminifères benthiques, des brachiopodes et des coraux). La microporosité est mise en évidence par cette couleur bleu sombre caractéristique déjà observée dans la Partie III de ce travail, et le ciment interparticulaire

(sparite ou calcite de blocage) est translucide (Figure 79).

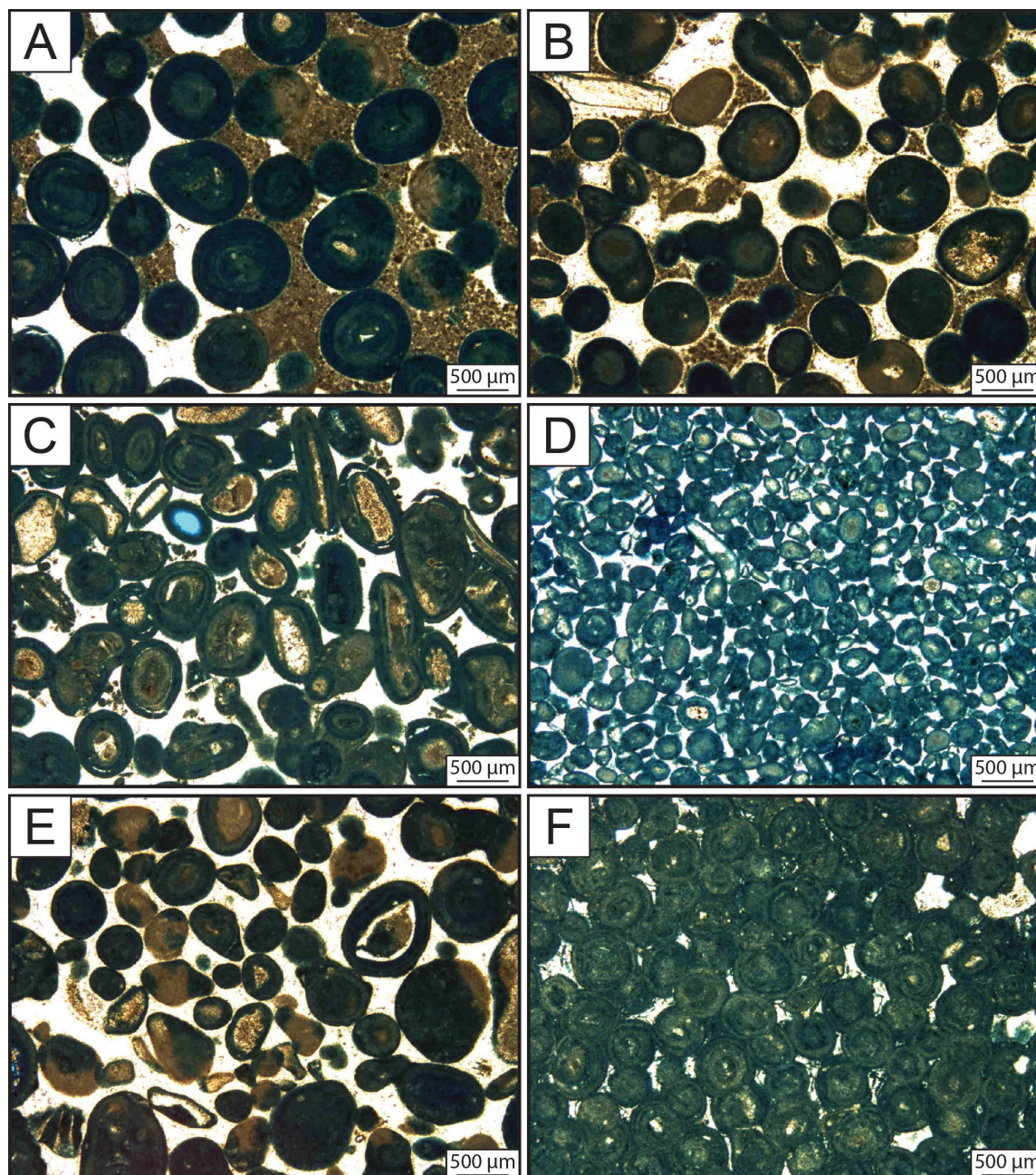


FIGURE 79 – Observations au microscope optique de l'Oolithe Blanche. A - Grainstone oolithique localement packstone (échantillon BY15). B - grainstone oolithique, fragments d'échinodermes et ciment isopaque (échantillon BY19). C - Grainstone oolithique à nucléus bioclastique (échinodermes et bivalves) et à cortex plus microporeux que le nucléus (coloration bleu foncé) (échantillon RA15). D - Grainstone à oolithes fines ($250\ \mu m$) et bioclastes (échantillon RA16). E - Grainstone oolithique à pellets et échinodermes (échantillon MA11). F - Grainstone oolithique à très forte interpénétration granulaire (échantillon BY16).

3.2 Caractérisation pétrophysique

Une caractérisation pétrophysique détaillée et antérieure à ce travail a été réalisée par *Casteleyn et al. [2010, 2011]*, et plus récemment par *Makhloufi et al. [2013]*. Le paragraphe ci-dessous regroupe leurs observations. Trois types de pores sont reconnus [*sensu Lønøy, 2006*] :

- (1) Des micropores intraparticulaires dont le diamètre est inférieur à $1\ \mu\text{m}$ (Figure 80A & B). Cette microporosité est présente au sein des oolites et de l'enveloppe micritique des bioclastes. C'est le type de porosité la plus rencontré au sein de l'Oolithe Blanche.
- (2) Plus rarement, sont observés des mésopores interparticulaires dont la taille est comprise entre 1 et $10\ \mu\text{m}$.
- (3) Enfin, une macroporosité de type moldique (Figure 80C & D), résultat d'une intense dédolomitisation et associée à des tailles de pore supérieures à $10\ \mu\text{m}$.

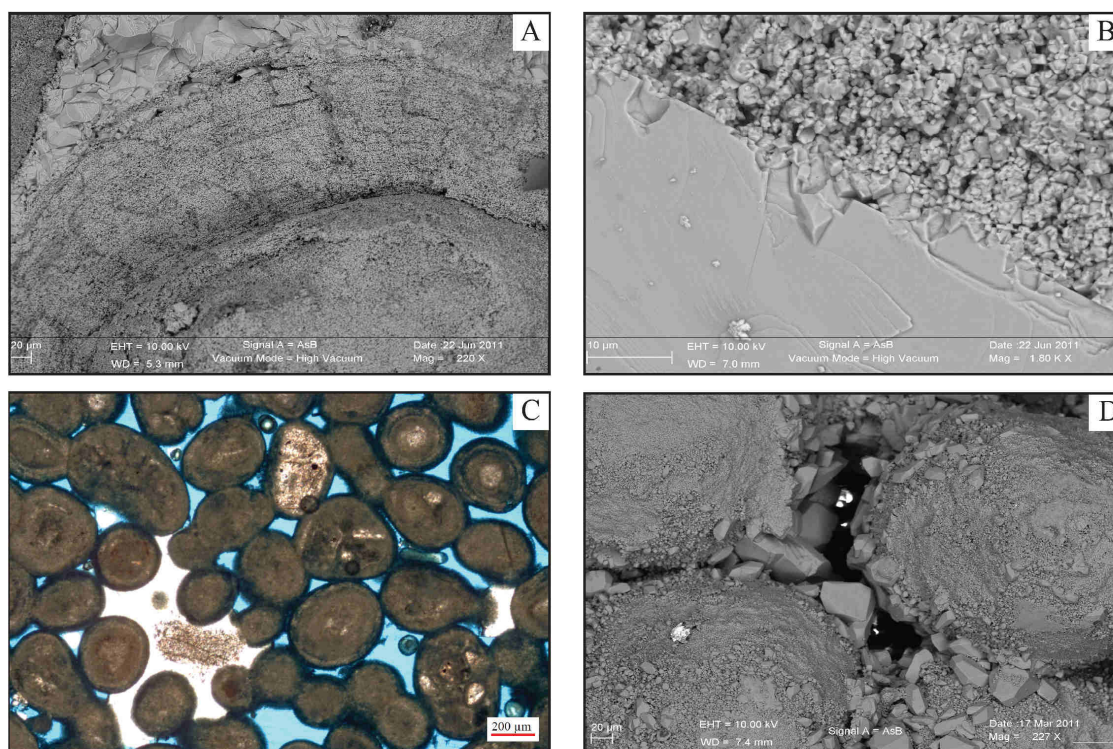


FIGURE 80 – Les différents types de pores rencontrés au sein de l'Oolithe Blanche observés au microscope électronique à balayage. A - Microporosité au sein du cortex d'une oolithe. B - Contact entre microporosité et ciments interparticulaires. C & D - Macro et mésoporosité interparticulaire. Makhloufi et al. [2013].

Les mesures de porosimétrie par injection mercure indiquent un diamètre moyen d'entrée de pore de $350\ \text{nm}$, sans aucune discrimination en fonction des associations de faciès (Figure 81), ce qui est en accord avec les observations pétrographiques et une microporosité dominante. Il apparaît donc que la macroporosité moldique, présente seulement dans l'association de faciès "Lobe Oolithique Progradant", est connectée à l'ensemble du système

poreux uniquement par la microporosité présente dans les oolithes.

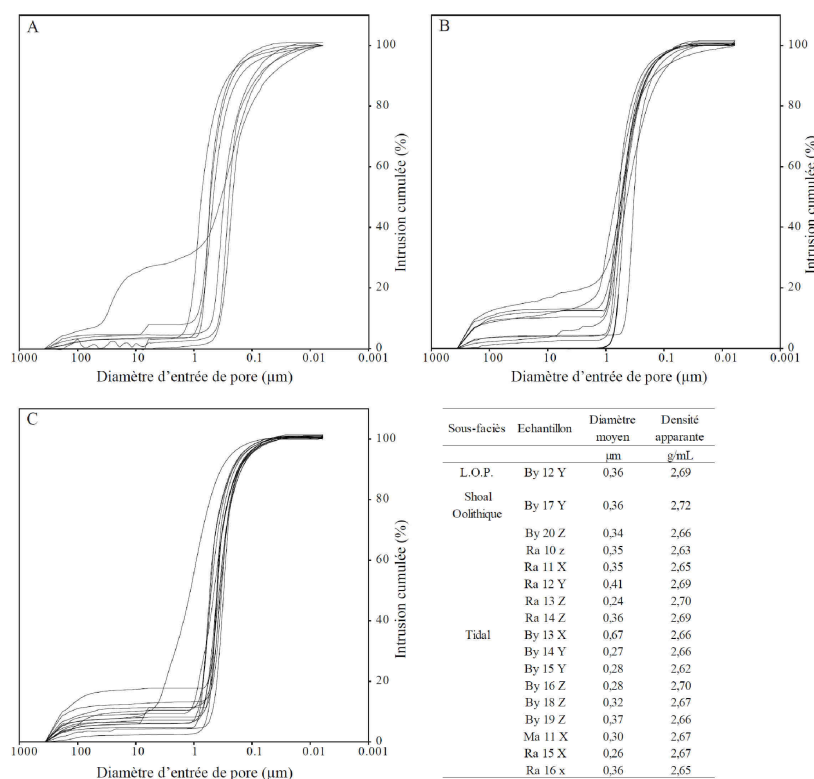


FIGURE 81 – Porosimétrie mercure sur une sélection déchantillons de l  Oolithe Blanche, Makhloufi et al. [2013].

Cet aspect est confirmé par une imagerie en *nano-CT scan* qui fournit des informations sur la distribution et la connectivité du réseau microporeux (Figure 82).

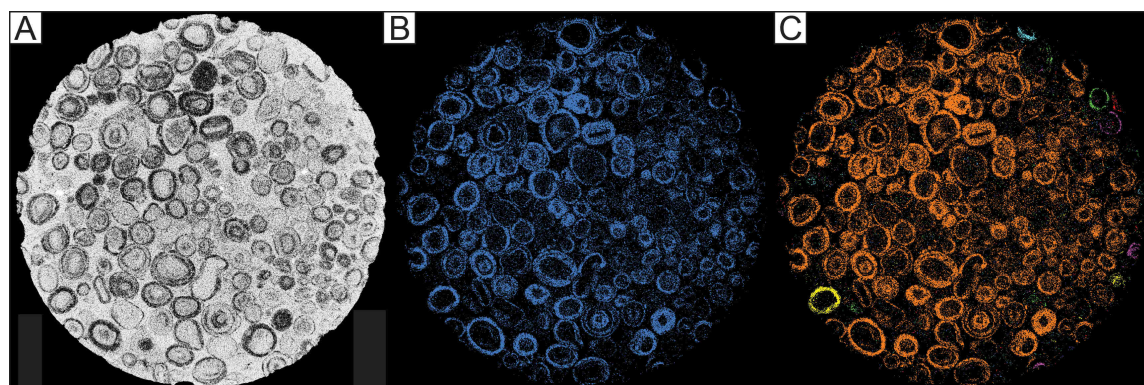


FIGURE 82 – Orthoslices obtenue au nano-Ct scan pour un échantillon microporeux. A - image brute obtenue. B - Réseau poreux (bleu) après traitement et seuillage de la matrice minérale (noire). C - Connectivité du réseau poreux. Les zones de même couleur sont des zones connectées. Makhloufi et al. [2013].

Les valeurs de porosité et de perméabilité sont comprises respectivement entre 7% et 27% et 0.001 mD et 8.94 mD (Figure 83). Les grainstones de “Lobe Oolitique Progradant” présentent le maximum de variabilité, les échantillons des deux autres associations de fa-

ciès ayant des gammes de porosité plus restreintes. En moyenne, les grainstones ont des valeurs de porosité équivalentes : 17% pour les échantillons de domaine “Tidal”, 16% pour les grainstones de “Shoal Oolithique” et enfin 15% pour les échantillons issus des “Lobes Oolithiques Progradants”. Il y a une corrélation positive entre porosité et perméabilité, caractérisée par une dispersion relativement importante des données : pour une porosité donnée, il existe une gamme étendue de perméabilité. De plus, aucun contrôle des domaines sédimentaires n’est mis en évidence, ce qui est plutôt en accord avec les observations pétrographiques, les grainstones de chaque domaine étant très similaires.

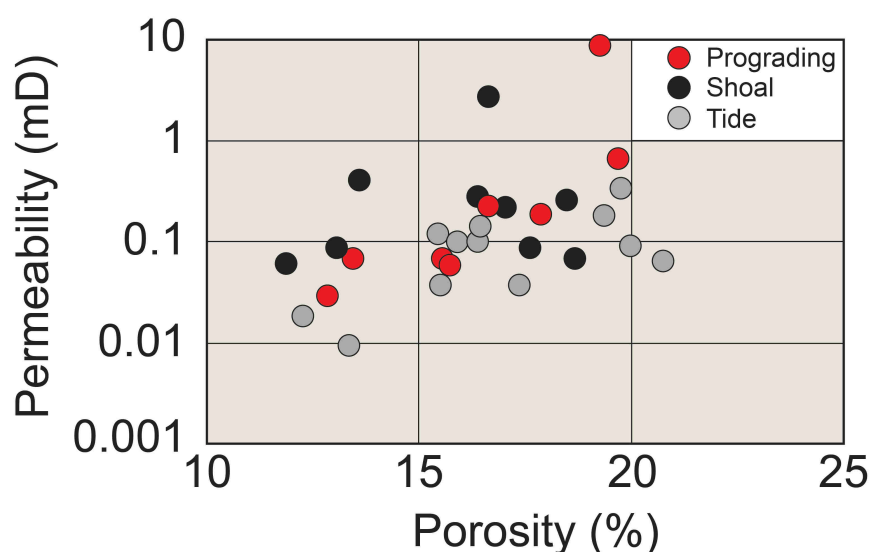


FIGURE 83 – Données de porosité et de perméabilité pour l’Oolithe Blanche des carrières de Bourgogne, Makhoulfi et al. [2013].

Il apparaît que les valeurs de perméabilité sont très dépendantes de l’interpénétration des oolithes microporeuses, et donc de la présence d’un ciment isopaque autour des grains (Figure 84). Quand ce ciment est absent les échantillons voient leurs grains très imbriqués les uns aux autres (fort facteur d’interpénétration), et le réseau poreux est alors très bien connecté et les valeurs de perméabilité augmentent.

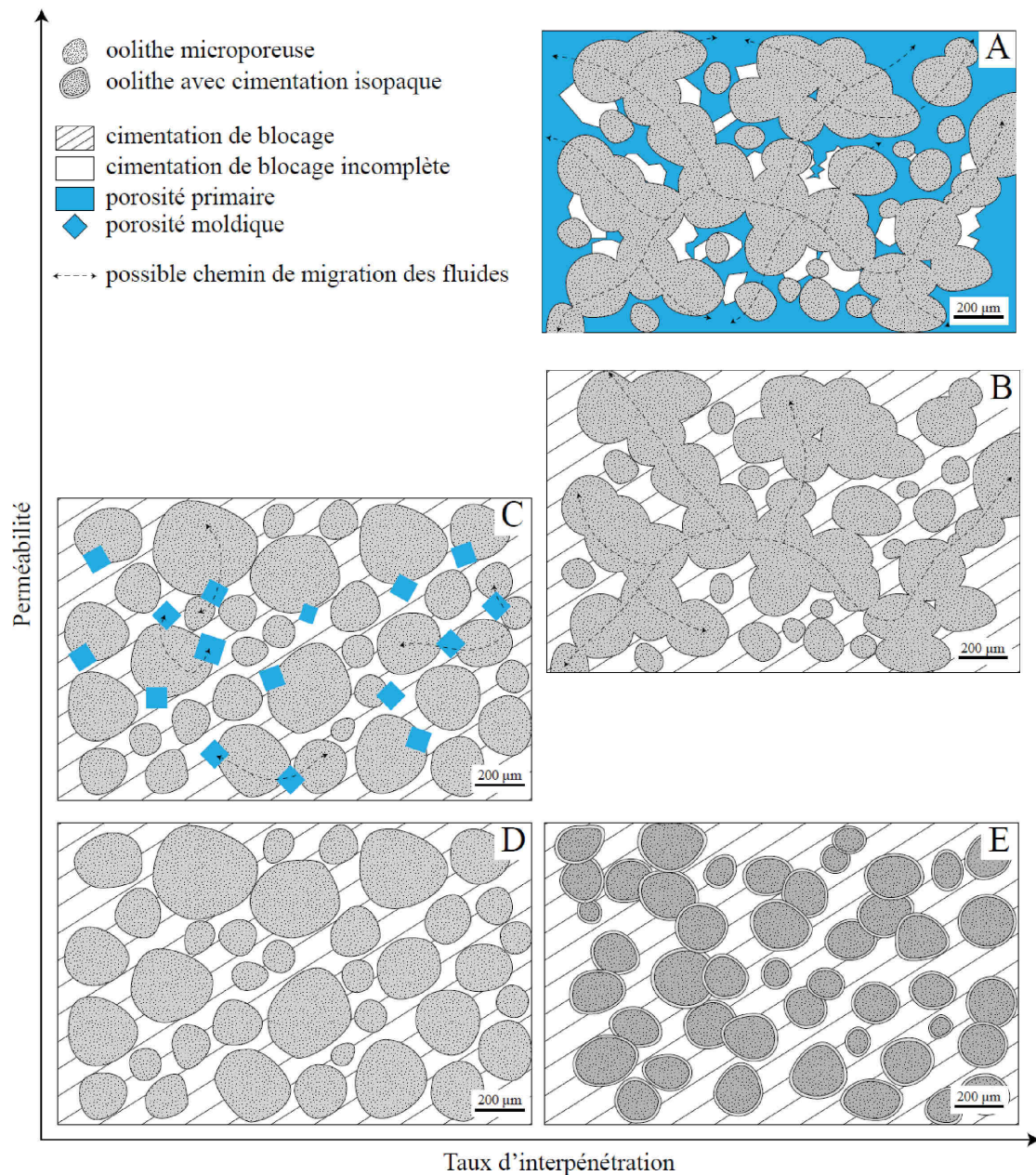


FIGURE 84 – Relations entre diagenèse et perméabilité observées dans la Formation de l'Oolithe Blanche. A - Grainstone avec des oolithes microporeuses où la porosité interparticulaire initiale est partiellement remplie par de la cimentation de blocage et où le taux d'interpénétration est important. B - Grainstone avec des oolithes microporeuses où la porosité interparticulaire initiale est totalement remplie par de la cimentation de blocage et où le taux d'interpénétration est important. C - Grainstone avec des oolithes microporeuses et de la macroporosité moldique. L'interpénétration est nulle. D - Même grainstone mais sans la macroporsité moldique. E - Grainstone à oolithes microporeuses avec une phase de cimentation isopaque. La cimentation isopaque est piégée entre les grains durant l'interpénétration. Makhloufi et al. [2013].

Cette étude se place directement dans la problématique “Microstructures et comportement mécanique des roches carbonatées microporeuses”. Ce travail paraît également essentiel à la compréhension générale de l’Oolithe Blanche, qui présente un fort potentiel géothermique et représente une cible potentielle pour la séquestration de CO_2 dans le Bassin de Paris.

4.1 Système expérimental

L’appareil utilisé pour les expériences de déformation est une presse tri-axiale conventionnelle, au Laboratoire de Géologie (CNRS UMR 8538) de l’École Normale Supérieure de Paris (ENS), et au Laboratoire Géosciences et Environnement de l’Université de Cergy-Pontoise (GEC). Le fonctionnement des deux dispositifs est similaire, seuls les capacités de pression et de mesure sont différentes. Seul le système de l’ENS est présenté ici, et l’ensemble expérimental est schématisé sur la Figure 85.

Les pressions axiales et radiales sont appliquées par deux pompes volumétriques servocontrôlée, qui permettent un contrôle en volume, débit ou pression (précision de $\pm 10^{-3}$ MPa). Les expériences peuvent être menée à taux de déformation constant en imposant un débit de sortie constant à la pompe qui contrôle de piston axial. La contrainte radiale maximale est de 100 MPa, la force axiale maximale est de 800 kN, soit environ 680 MPa sur un échantillon de 40 mm de diamètre. Les contraintes axiales et radiales sont complètement indépendantes. La contrainte axiale est calculée à partir de la mesure de la pression derrière le piston et du rapport des surfaces derrière et devant le piston. Afin d’assurer un état toujours compressif dans l’échantillon, la contrainte axiale est toujours maintenue légèrement supérieure à la pression radiale : la contrainte différentielle est de 0,5 à 1,5 MPa au minimum. Les expériences sont effectuées à un taux de déformation nominal de $\dot{\epsilon}_{axial}$

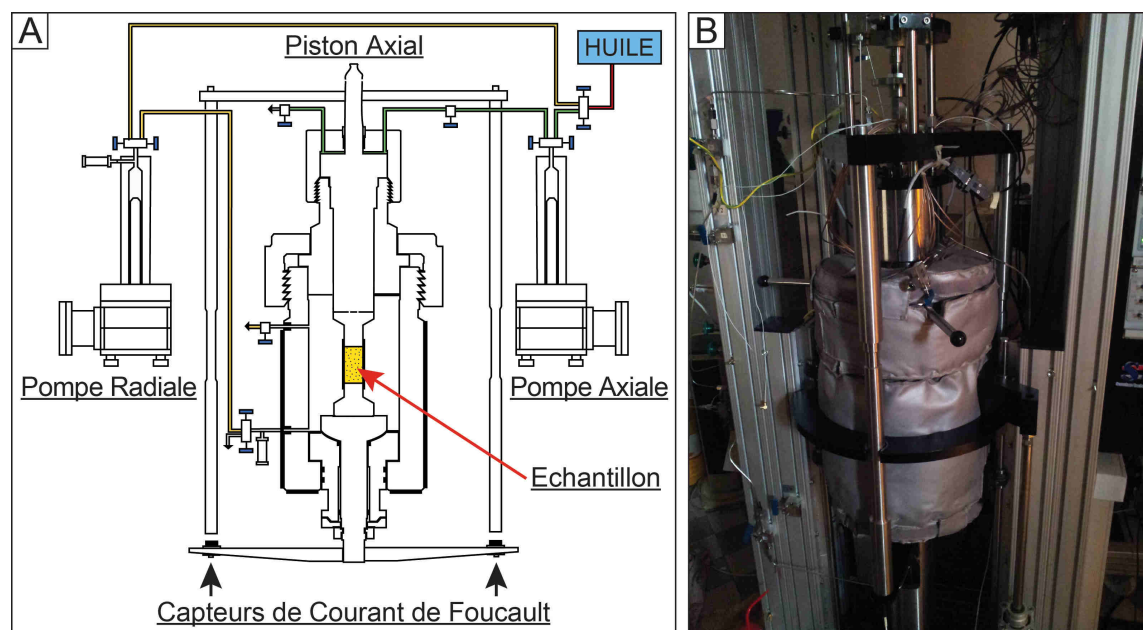


FIGURE 85 – A - Dispositif triaxial de l'École Normale Supérieure de Paris. B - Presse triaxiale de l'ENS. La housse grise sur la photographie est la housse isotherme utilisée lors des essais sous température.

$\approx 10^{-5} s^{-1}$. Le raccourcissement axial est mesuré par trois capteurs à courants de Foucault. La mesure étant externe, elle est corrigée de l'élasticité de l'assemblage des embases et du piston.

Les sorties de pression de pore peuvent être connectées à un système de régulation de pression, de débit ou de volume. L'équipement utilisé est une double pompe Quizix 20k, pouvant imposer une pression jusqu'à 120 MPa environ. Cette pompe est formée de deux pistons qui peuvent fonctionner soit de manière couplée soit de manière indépendante. Les pompes se relaient, soit dans le sens de réception si du fluide est expulsé de l'échantillon, soit dans le sens d'envoi si la pression de pore dans l'échantillon a tendance à chuter. Le volume total envoyé dans le réseau de pore est enregistré par le logiciel de contrôle. La précision de la mesure est de l'ordre de 1 kPa pour la pression et de $1 \mu L$ pour les volumes.

4.1.1 Mesure de la perméabilité sous contrainte

Une large gamme de pressions, températures, états de contrainte est rencontrée dans les processus naturels de tectonique et de diagenèse. Les mesures de la perméabilité en laboratoire sous ces conditions de pression, température et état de contrainte, sont nécessaires pour comprendre le couplage entre la déformation et le transport de fluide. La perméabilité d'une roche définit son aptitude à laisser circuler un fluide contenu dans son espace poreux sous l'effet d'un gradient de pression. Le transport des fluides dans les milieux poreux est gouverné par la loi de Darcy.

La technique de débit constant a été utilisée pour mesurer la perméabilité des échantillons sous un état de contrainte donné. Pour une mesure de perméabilité, l'une des deux pompes se voit imposer un débit constant (par exemple $Q = 300 \text{ cm}^3/\text{s}$); la seconde pompe gardant une consigne de pression imposée. L'écoulement du fluide dans l'échantillon crée une différence de pression entre la pression du fluide entrant et la pression du fluide sortant de l'échantillon. Pendant la mesure, toutes les données (pression, volume des deux pompes et température de l'eau) sont enregistrées. Pour le traitement des données, le volume de la première pompe est tracé en fonction du temps, la pente de cette courbe (donc le débit) est calculé par une méthode des moindres carrés. Ensuite, La différence de pression moyenne au cours du temps est calculée par une médiane. La viscosité de l'eau est corrigée de la température, et la perméabilité est calculée. Pendant un essai, on impose dans un premier temps un débit de la pompe 2 vers la pompe 1, puis dans une seconde étape, le débit est inversé. La perméabilité pour un état de contrainte donné est alors la moyenne de ces deux valeurs.

4.1.2 Essais en température

Le système de chauffage est externe, et consiste en une feuille de silicone équipée de résistances chauffantes, qui entoure la cellule de confinement. L'avantage de cette configuration est l'homogénéité du champ de température dans le système. La température est mesurée avec deux thermocouples, un plongé dans l'huile de confinement et un autre au contact de l'embase basse. L'écart de température entre ces deux mesures est de 10°C environ lors des phases de chauffe, ce que l'on peut attribuer à la diffusion thermique dans la machine.

4.1.3 Préparation des échantillons

Les échantillons ont été prélevés selon la direction Z (perpendiculaire au *bedding*) à partir des blocs prélevés dans les carrières de Bourgogne par *Casteleyn et al. [2010, 2011]* et *Makhloufi et al [2013]* (Figure 76, section 3.1). Les échantillons testés à l'ENS sont des échantillons cylindriques de 40 mm de diamètre d'environ 85 mm de hauteur. Les capacités de pression et de contrainte différentielle étant plus basses sur le système du GEC, les essais triaxiaux ont été réalisés sur des échantillons de 25 mm de diamètre et de 52 mm de hauteur (Figure 86A). Une lame mince a été réalisée sur chaque échantillon avant déformation pour l'étude des microstructures pré-existantes, puis après déformation pour l'étude détaillée des micromécanismes d'endommagement.

Chaque échantillon est entouré d'une jaquette de néoprène, et un ensemble de 8 capteurs (2 sur le système du GEC) piézoélectriques sont collés sur sa surface avec de la colle cyanoacrylate, puis l'étanchéité est assurée par une colle souple et non fragile (Figure 86B).

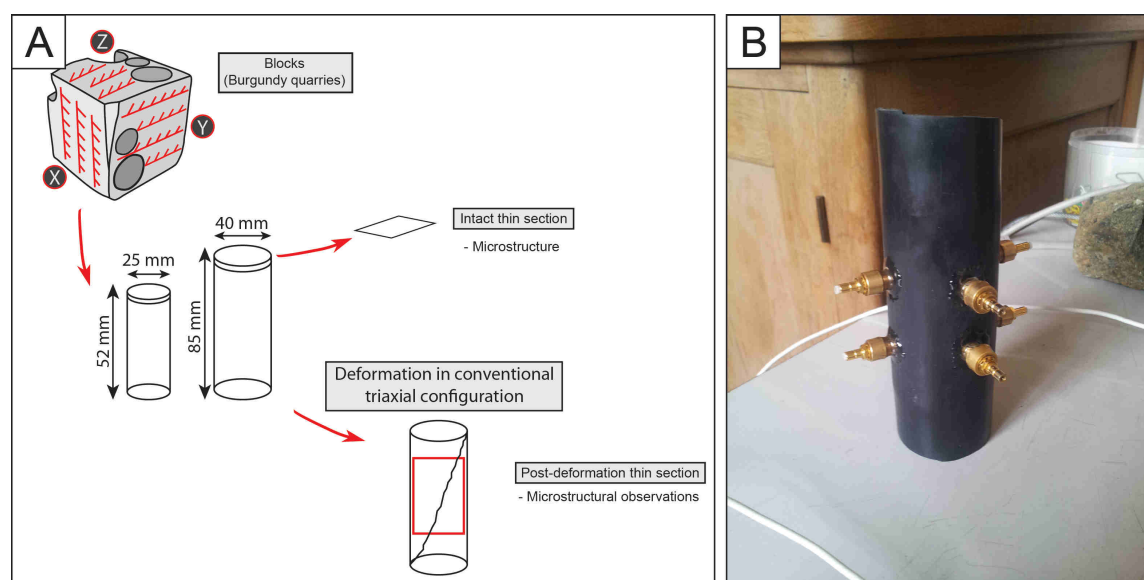


FIGURE 86 – A - Stratégie d'échantillonnage pour l'étude du comportement mécanique de l'Oolithe Blanche. B - Échantillon avec 8 capteurs acoustiques (4 capteurs P, et 4 capteurs S).

4.1.4 Dispositif acoustique

L'échantillon est ensuite placé entre les pistons de la presse, et on connecte les capteurs à un système d'enregistrement et de mesure acoustique. Chaque capteur est amplifié à 40 dB, et est connecté à deux sorties : la première est un système d'enregistrement par déclenchement, échantillonné à 50 MHz, et la seconde est un système d'enregistrement continu, échantillonné à 4 MHz. L'intérêt de cet enregistrement continu, comme on va le découvrir dans la suite, est de pouvoir traiter les données a posteriori, et donc d'extraire des informations qui auraient pu autrement être manquées par l'enregistrement déclenché. Outre l'enregistrement passif, des pulses de tension sont envoyés sur les capteurs à intervalles réguliers afin de mesurer activement les temps de parcours des ondes P et S dans l'échantillon, et donc en déduire les vitesses d'onde élastique au cours de l'expérience. La disposition des capteurs permet d'accéder à certains angles de propagation dans l'échantillon pour les ondes P et S. Cette procédure permet de déterminer l'anisotropie liée à la déformation.

4.2 Les structures de microporosité

Les vitesses de propagation des ondes P dans la formation de l'Oolithe Blanche (Grainstone Oolithique, Jurassique Moyen, Bassin de Paris) ont été investiguées par Casteleyn et

al. [2010, 2011]. Il apparaît qu'elles sont très largement contrôlées par la microstructure de la roche, à savoir la distribution de la microporosité dans les oolithes (Figure 87) :

- (1) Une microporosité localisée dans le cortex externe des oolithes (porosité annulaire ou *rimmed porosity*).
- (2) Une microporosité distribuée de manière uniforme dans les oolithes (*uniform porosity*).

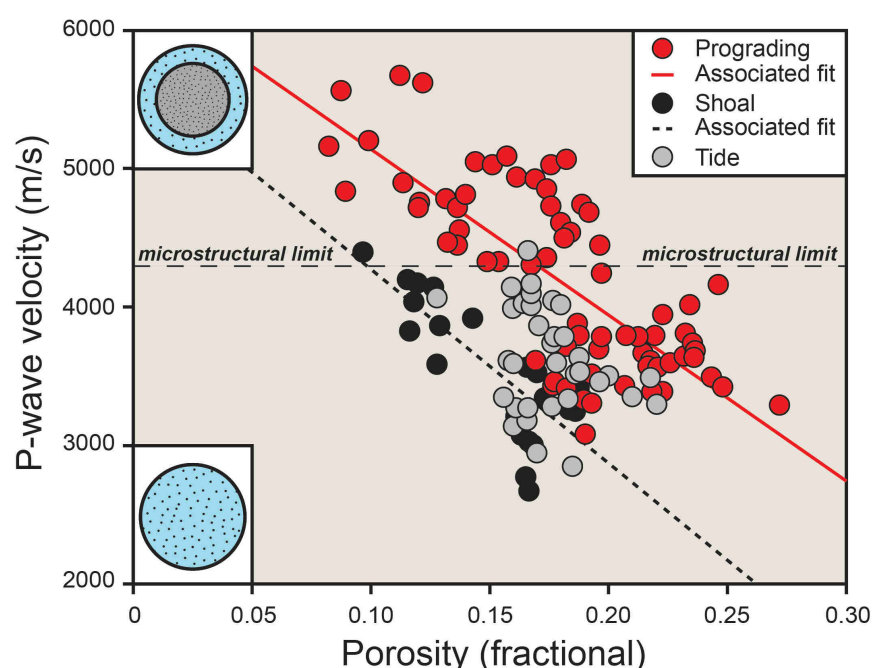


FIGURE 87 – A - Évolution des vitesses d'ondes P en fonction de la porosité pour le calcaire de l'Oolithe Blanche [Casteleyn et al. 2010, 2011]. Les couleurs correspondent aux trois grands pôles faciologiques mis en évidence par Makhloufi et al. [2013]. Les vitesses supérieures à 4200 m/s sont caractérisées par des oolithes à microporosité annulaire (*rimmed porosity*).

Quatre essais de déformation triaxiale ont été réalisés sur ces deux types d'échantillons (strictement microporeux), qui outre leur différence microstructurale, présentent des textures et faciès équivalent, ainsi que des propriétés pétrophysiques très proches (porosité totale, proportion de ciment, taille des grains). Cette étude a fait l'objet d'un article présenté ci-dessous.

Il est démontré que la distribution de la microporosité dans les oolithes contrôle directement les réponses élastiques, le comportement mécanique et les perméabilités des échantillons. Ces résultats s'expliquent par un contraste de compressibilité très fort entre les oolithes entièrement microporeuse, et les oolithes à porosité annulaire. Les valeurs de perméabilité mesurées sont le reflet immédiat du contraste de tortuosité qui existe entre les différents attributs microstructuraux.

GEOMECHANICS FOR ENERGY AND THE ENVIRONMENT, 2014

Influence of microporosity distribution on the mechanical behavior of oolitic carbonate rocks

Regnet J.B.^(a), David C.^(a), Fortin J.^(b), Robion P.^(a), Makhloufi Y.^(c), Collin P.Y.^(c)

(a) - Lab. Géosciences et Environnement, Université de Cergy-Pontoise, France

(b) - Lab. de Géologie de l'École Normale Supérieure de Paris, UMR CNRS 8538, France

(c) - Lab. Biogéosciences, UMR CNRS 6282, Université de Bourgogne, France

We investigated the mechanical behavior of oolitic carbonate rocks with two contrasted microstructural attributes regarding microporosity distribution : a uniform (UP) or a rimmed (RP) porosity within the ooids. Samples of similar physical properties (porosity, grain diameter, cement content) are deformed under triaxial configuration, in saturated conditions, and at 28 MPa of confining pressure, 5 MPa of pore pressure and with a temperature of 55°C. During the experiments, acoustic velocities are monitored, and permeability is measured. A detailed microstructural investigation is carried out on deformed samples. Results show that the mechanical behavior of these microporous carbonates depends on their microstructural attributes. The microporosity distribution within the grains is at the origin of a strong effect on bulk moduli. The lower velocities measured in UP samples indicate a larger compliance of the whole structure. This contrast in the distribution of microporosity within the grain has also a strong effect on the mechanical response : UP samples are characterized by a ductile behavior whereas RP samples display a brittle behavior. This is explained by a strong contrast on the critical pressure P^* . In a $P - Q$ plot, UP samples have a lower P^* than RP samples, leading to a contrasted mechanical response. Measured permeability values are investigated using a revised Kozeny Carman equation. Results on predicted permeability show that fluid flow is strongly affected by the tortuosity of the pore space, which depends on the microporosity distribution within the ooids. This study brings new insight on the parameters controlling the physical and mechanical response of oolitic carbonates.

Deformation in porous rocks is a crucial problem in fault development and reservoir management. Active tectonics and extraction of fluids modify the pore pressure in a reservoir, causing variations of the effective stress and possibly leading to faulting and inelastic deformation. The ability to interpret and predict the occurrence and extent of such deformation depends on a fundamental understanding of the mechanical properties (inelastic behavior, failure mode) of porous rocks.

Recent studies from P-wave velocities measurements have shown that dynamic moduli of carbonate rocks are controlled by several microstructural parameters such as rock fabric, pore type and shape, porosity and pore fluid, making it difficult to attribute changes in seismic expression to any one parameter [Anselmetti and Eberli, 1993, 1999; Kenter et al., 1997, 2002, 2007; Assefa et al., 2003; Verwer et al., 2008; Weger et al., 2009; Brigaud et al., 2010; Casteleyn et al., 2010, 2011]. Elastic waves are, in essence, small mechanical perturbations and are therefore affected by the rock microstructure and rock deformation processes. An effect is thus logically expected on the static moduli, which are directly measured during deformation, and therefore on the overall mechanical response of carbonate rocks. Numerous studies have described mechanical compaction in carbonate rocks [Baud et al., 2000, 2009; Vajdova et al., 2004, 2010; Wong et al., 2012]. The brittle ductile transition in carbonates shows different attributes than those found in silicate rocks. Limestones undergo the brittle to ductile transition at room temperature for confining pressures accessible in the laboratory [Robertson 1955; Paterson 1958; Heard 1960; Evans et al., 1990] because calcite requires relatively low shear stresses to initiate mechanical twinning and dislocation. In limestones of intermediate porosity (from 3% to 18%), dilatancy and shear localization is developed under low confining pressure, while strain hardening and shear-enhanced compaction are observed at high confining pressure [Baud et al., 2000, 2009; Vajdova et al., 2004]. However at high confining pressure and after a certain amount of strain-hardening, the samples consistently evolve from compaction to dilatancy. This cha-

racteristic of dilatant and compactant failure in carbonates is a common feature shared with many types of porous sandstones [*Wong et al., 1997*].

Motivated by the microstructural observations, a number of micromechanical models have been proposed to capture the brittle and ductile failure in porous rock. In the brittle field, models involving pore-emanated crack [*Sammis and Ashby, 1986*] and sliding wing crack [*Horii and Nemat-Nasser, 1986*; *Ashby and Sammis, 1990*; *Kemeny and Cook, 1991*] have been tested to interpret the experimental data. In relation to these models, analytic estimates of the brittle strength as a function of the initial damage have recently been derived [*Zhu, 2010, 2011*; *Wong et al., 2012*], and the theoretical predictions can conveniently be compared with laboratory data. In the ductile field, the pore collapse [*Curran and Carroll, 1979*; *Zhu et al., 2010*] and Hertzian fracture [*Zhang et al., 1990a*; *Wong et al., 1997*] models have been developed for analyses of grain crushing and pore collapse in carbonate and siliciclastic rocks, respectively. However, the pore collapse model for limestone was unsuccessful, suggesting that macroscopic yielding is controlled by a complex interplay of cracking and crystal plasticity [*Vajdova et al. 2004*]. To date, there is however a lack of microstructural data and observations to constrain more elaborate models.

A key question on the mechanics of inelastic deformation is : how does the starting microstructure of porous carbonates trigger or inhibit the development of inelastic compaction over a wide range of pressures? In this paper, we address this major issue by presenting new mechanical data on porous carbonates with contrasted microstructural settings, coupled with a detailed analysis of rock microstructure after deformation. We also provide insights on the dominant micromechanism of deformation that leads to macroscopic compaction in porous carbonates. Finally, we investigate the change in permeability as a function of increasing hydrostatic pressure and deviatoric stress.

7.1 Samples selection and preparation

The Oolithe Blanche samples are from the same blocks studied by *Casteleyn et al.*, [2010, 2011] and *Makhloufi et al.*, [2013], who have provided a fully detailed petrophysical description. The blocks come from three quarries located in the Paris Basin (France), in the north of Burgundy near the towns of Massangis (N 47°37'19.22" ; E 3°57'22.49"), Bierry-Les-Belles-Fontaines (N 47°36'42.96" ; E 4°10'48.78") and Ravières (N 47°43'34.92" ; E 4°14'21.36") (Figure 88).

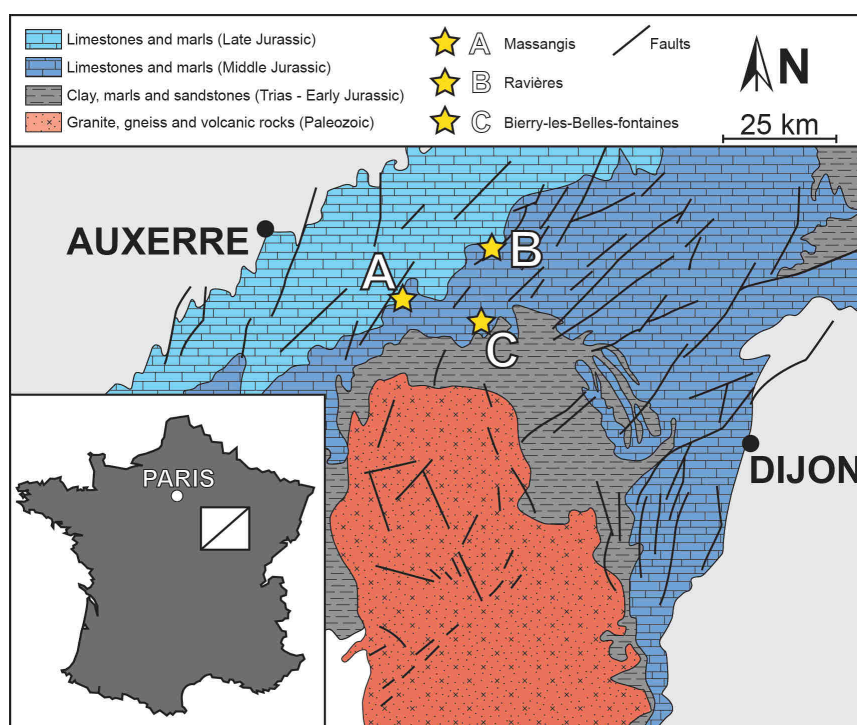


FIGURE 88 – Geological map of the Eastern part of the Paris Basin, and localization of the three quarries investigated. Simplified from makhloufi et al. [2013].

The Oolithe Blanche Formation is an ooid-rich limestone with minor bioclastic content

(echinoderms, bivalves, brachiopods, gastropods, bryozoans and foraminiferas). Ooids found in this limestone show laminations typical of marine ooids formed in a disturbed environment. Macroporosity is not observed and the dominant inter-crystalline microporosity (pore diameter $< 10 \mu\text{m}$ as defined by *Lønøy [2006]*) occurs in a lithified matrix located in the grains and is essentially composed of microcrystalline calcite particles (“micrite”, *Folk [1966]*). Two different microstructures are of primary interest here and are linked to the microporosity distribution within the grains : (1) samples with fully microporous grains (Figure 89A & C) and (2) samples displaying a rimmed microporosity at the edge of grains (Figure 89B & D). Microporous areas are mostly composed of rounded to subrounded particle morphologies, whereas non-microporous parts are essentially made of anhedral morphologies (*sensu Deville de Periere et al. [2011]*) (Figure 89E, F, G & H). Those two contrasted microstructural arrangements (Figure 89C & D) are reported to have a specific acoustic and fluid flow response on the physical properties measured in this limestone (*Casteleyn et al., [2010, 2011]*; *Makhloufi et al., [2013]*). Therefore, a contrasted mechanical behavior and permeability evolution during deformation between those two microstructural parameters is expected.

The samples were cored perpendicular to their sedimentary bedding. The diameter of the cores depended on the analytical protocols to be applied. Porosity and permeability were realized on 25 mm diameter and 50 mm length samples, but the triaxial cell required a plug diameter of 40 mm and a length of about 83 mm for mechanical deformation. Porosity of dry samples was measured by the gas expansion method (here nitrogen) at ambient temperature and pressure. Permeability tests were performed with a steady-state nitrogen permeameter (lower limit of 0.001 mD). The nitrogen permeability measurements were made at a confining pressure of 3 MPa corrected from the Klinkenberg effect. Petrographic analyses of average grain size (with a minimum of 500 counts per thin sections) and cement proportion (background analysis technique, expressed in percentage) were conducted on blue died thin sections using JmicroVision Image Analysis software (<http://www.jmicrovision.com>). Some samples have been imaged at high resolution using a large-field, 3D microfocus X-ray computed tomography (μCT) system.

7.2 Experimental procedure

The experiments were performed in a conventional triaxial cell at the Laboratoire de Géologie of École Normale Supérieure (Paris, France) which is fully described in *Ougier-Simonin et al. [2011]*. The hydrostatic and differential stresses are servocontrolled with an accuracy of 0.01 MPa. The confining medium is oil. Pore pressure is driven by a precision volumetric pump. Pore fluid (tap water, in equilibrium with CaCO_3) is introduced into

the sample through hardened steel end pieces placed on the top and bottom of the rock sample. The pore pressure being kept constant during the experiment, the variation of the pore volume during a test allows the evolution of volumetric strain to be monitored. To perform permeability measurements under stress, a differential pore pressure of 1 MPa is applied between upstream and downstream pressures, inducing a flow through the sample. Accordingly, the permeability can be inferred directly from Darcy's law. Axial strain is measured by three eddy current sensors mounted externally to the sample with an uncertainty in measurements estimated to 10^{-5} . The samples were jacketed in a perforated neoprene sleeve and a set of 8 piezoceramic transducers is used to measure high frequency P & S-wave velocities along radial directions. Ultrasonic velocities were corrected for radial strain of the samples. Using this set of transducers, acoustic emissions (AE) were captured by the ASC@GigaRecorder (Mini Richter system), which stores continuously ultrasonic waveform data.

In order to mimic the in situ conditions prevailing in the Oolithe Blanche formation in the center of the Paris Basin at a depth of about 2 km, all experiments were carried out under water saturated conditions at an effective confining pressure of 23 MPa (confining pressure $P_C = 28$ MPa and a pore pressure $P_P = 5$ MPa) and at a temperature of 55°C . First, confining pressure and pore pressure were set to 8 and 5 MPa, respectively, then temperature was increased to 55° . In a second step, samples were loaded hydrostatically at the desired confining pressure, and then the axial stress (σ_1) was increased incrementally while maintaining the radial stresses ($\sigma_3 = \sigma_2 = P_C$) constant. At different stages of deformation, the axial loading ram was locked and the in situ permeability was measured as a function of the stress state. The axial strain rate during the experiment is 10^{-5}s^{-1} . Results from four experiments on samples with two contrasted microstructural attributes are presented.

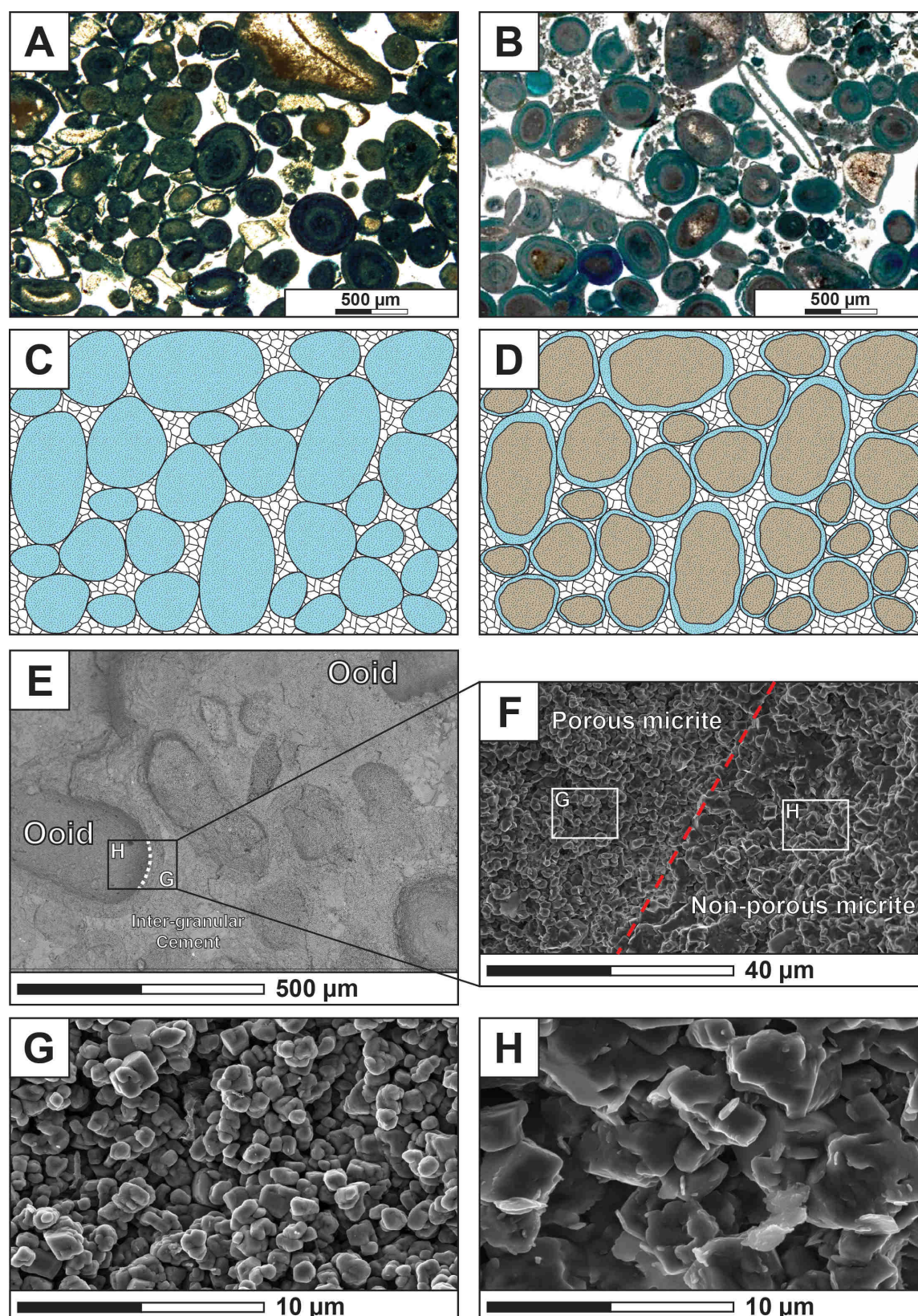


FIGURE 89 – Pictures of the samples selected for the experiments. The microporosity is died in blue color. Ooids can be completely microporous (A) or they can show a rimmed microporosity located on the outside cortex of the ooids (B). C & D : schematic illustration of the two different microstructural attributes. E & F - SEM pictures of a rimmed microporosity ooid, and the boundary between microporous and tight parts (F). The outer part of the cortex (G) display fine grained (1 μm) and the inner part is characterized by tight and coarse anhedral micrites (5 μm).

In order to investigate the microstructural control on the mechanical behavior of the Oolithe Blanche formation, samples are of similar porosity, grain size and cement content. The petrophysical descriptions of the samples are compiled in Table 5.

Sample	Ø (%)	K (mD)	Cement (%)	Grainsize (µm)	Microstructure
Ma04	15.7	0.06	4.51	355	Rimmed Porosity
Ra13	15.3	0.06	4.55	440	Rimmed Porosity
By11	16	0.68	6.41	389	Uniform Porosity
Ra15	15.5	0.13	6.84	479	Uniform Porosity

Tableau 5 – Petrophysical description of the selected samples.

Only permeability is different by one order of magnitude. The Oolithe Blanche formation being a microporous grainstone, the pore network connectivity and thus permeability depends on the distribution of microporosity within the grains (rimmed versus uniform) [Makhloufi *et al.*, 2013]. In this paper we use the convention that compressive stresses and compactive strains are positive. The terms σ_1 and σ_3 represent the maximum and the minimum principal stresses. The effective mean stress P' is defined by $P' = \frac{\sigma_1 + 2\sigma_3}{3} - P_P$ and the deviatoric stress Q is defined by $Q = \sigma_1 - \sigma_3$. In the following, we present data from triaxial deformation experiments, acoustic properties and permeability evolution during deformation.

8.1 Mechanical data

Two different type of mechanical behavior are observed regarding the microstructural parameter :

(1) Samples with fully microporous grains (BY11 and RA15, red and purple curves respectively on Figure 90) are representative of the compactive cataclastic flow regime, where both samples display similar differential stress-axial strain curves (Figure 90A). Indeed both samples exhibit strain hardening, large strains and no stress drop. On the effective mean stress versus porosity reduction plot, the triaxial curves coincide with the hydrostat up to a critical stress state C^* . Beyond these stress levels, the deviatoric stress provided significant contribution to the compactive strain, and shear-enhanced compaction is observed (Figure 90B). Creep deformation appears when the axial loading ram is locked during permeability measurements (arrows). Porosity reduction goes up to 1.3% for BY11 and 0.35% for RA15 before reaching the critical stress state $C^{*'} corresponding to the progressive evolution from shear-enhanced compaction to shear-induced dilation, as the amount of cracks created in the samples progressively rises during deformation. No shear localization was observed in the samples after the experiments but a slight barrel shape for both samples with scarce induced fractures perpendicular to σ_1 probably due to unloading (Figure 93A). All those features are common attributes of the cataclastic flow (or ductile) regime.$

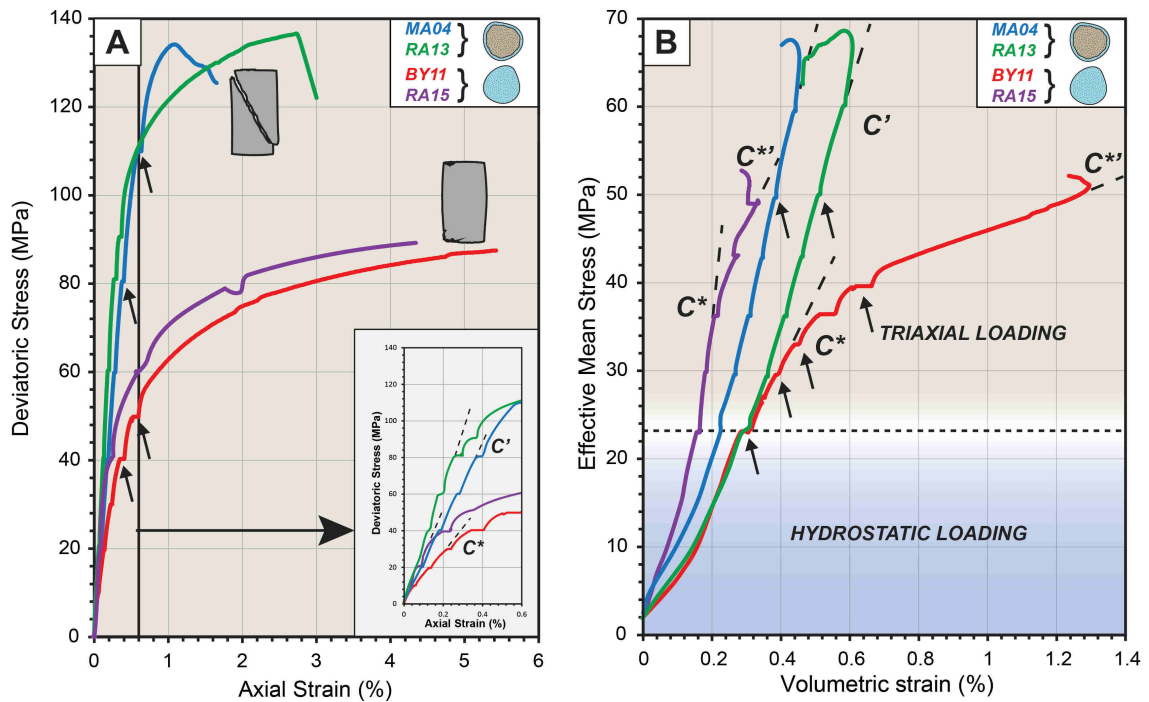


FIGURE 90 – A - Evolution of the axial strain as a function of the deviatoric stress. The zoomed part corresponds to the first 0.6% of axial deformation. B - Evolution of the volumetric strain as a function of the effective mean stress, during hydrostatic and triaxial loading. Black arrows indicate creep stage induced by the axial ram locking during permeability measurements.

(2) Samples showing a rimmed porosity within the grains (MA04 and RA13, the blue and green curves respectively) are characterized by a very linear elastic deformation. A clear

deviatoric stress drop is observed around 135 MPa associated with an axial deformation of 1.2% and 2.7% for MA04 and RA13 respectively (Figure 90A). After that peak stress, strain softening is observed and the stress drops to a residual level. A deviation from the hydrostatic loading (dashed curve) is observed and implies a modification in the change of porosity, induced by the deviatoric stress Q [Wong *et al.* 1997]. The C' point represents the onset of shear-induced dilation, beyond which the applied stress forces the pore space to dilate. This is shown by the Figure 90B where the compaction decelerates in comparison to the hydrostat with a reduction of the volumetric strain as the effective mean stress increases. The volumetric strain for rimmed porosity samples does not exceed 0.6%. A very weak creep deformation is observed when the axial stress is maintained stable during permeability measurements. The end of the experiment is marked by a localization of the deformation on a shear fracture (Figure 93B). All those features are common attributes of the brittle fracture regime.

8.2 Acoustic properties

The effects of hydrostatic loading and differential stress on both radial P & S-wave velocities were analyzed during the four experiments. Figure 91 summarizes the velocity measurements for each sample.

We plot the elastic wave velocities as a function of effective mean stress. It is noteworthy that the overall trend of acoustic wave evolution during the experiment is similar for samples displaying the same microstructure. During hydrostatic loading, both P and S wave velocities increase as shown in Figure 91A & B due to the closure of pre-existing microcracks. After the hydrostatic loading stage, two types of velocity evolution are observed depending on the microstructural composition :

- (1) For samples with fully microporous ooids, the P & S-wave velocities reach a plateau during the first stage of triaxial loading from a 23 MPa effective mean stress to ≈ 32 MPa of effective mean stress (Figure 91A & B). For $V_p(\text{BY11})$, $V_p(\text{RA15})$ and $V_s(\text{BY11})$ a pretty good agreement is found between the onset of inelastic compaction at C^* and the decrease in P and/or S wave velocities, whereas a small offset is observed for $V_s(\text{RA15})$. The large velocity decrease is linked to the larger strain experienced by these samples.
- (2) Samples showing a rimmed microporosity within the ooids are characterized by an increase of P & S-wave velocities at the beginning of axial loading, until ≈ 40 MPa of effective mean stress (Figure 91A & B). Then, they reach a plateau just before showing a gentle drop while reaching the stress state C' . Beyond this onset of shear-induced dilation, a large decrease of both P & S-wave velocities is observed.

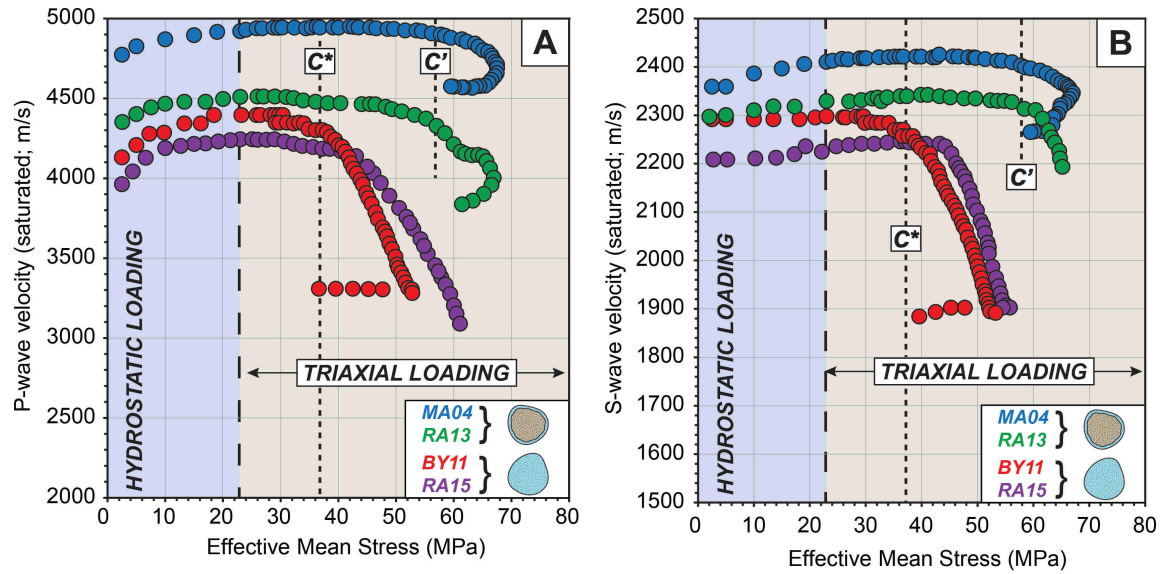


FIGURE 91 – P and S-wave velocity evolution during hydrostatic and triaxial loading, C^* corresponds to the onset of shear-enhanced compaction, and C' corresponds to the onset of shear-induced dilation.

8.3 Permeability evolution

The permeability evolution as a function of effective mean stress is shown on Figure 92.

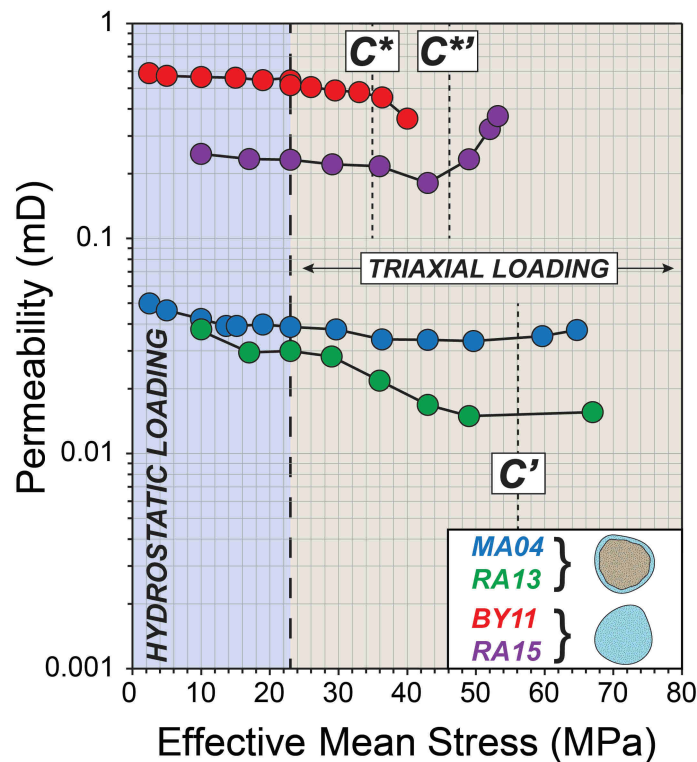


FIGURE 92 – Permeability evolution during hydrostatic and triaxial loading, C^* corresponds to the onset of shear-enhanced compaction, and C' corresponds to the onset of shear-induced dilation.

Permeability slowly decreases during hydrostatic loading for both uniform and rimmed

porosity samples (Figure 92). Under triaxial loading, contrasted permeability evolution appears :

- (1) Uniform porosity samples are characterized by a diminution of permeability during the first stage of triaxial loading, until the stress state C^* (Figure 92). This critical stress state marks the onset of an acceleration of permeability reduction. When approaching the critical stress state $C^{*'} and beyond, corresponding to the onset of shear-induced dilation, the permeability of RA15 sample rises from 0.18 mD to 0.37 mD (Figure 92).$
- (2) Rimmed porosity samples are characterized by a slight diminution of permeability during the first stage of triaxial loading (Figure 92). While the effective mean stress rises (from 35 MPa to 50 MPa), sample MA04 shows a rather flat trend where permeability is stable before a slight augmentation near the stress state C' , marking the beginning of shear-induced dilation. Sample RA13 is characterized by a sharper drop of permeability values between 35 MPa and 50 MPa of effective mean stress, before a smooth increase near the onset of shear-induced dilation.

8.4 Microstructural observations

Samples were unloaded and retrieved from the pressure vessel at the end of the experiments. The deformed samples were first impregnated with epoxy and then sawed along a plane parallel to the axial direction to prepare petrographic thin sections. To characterize deformation features in the microporous ooids, Scanning Electron Microscope (SEM) is used. Figure 93 presents a selection of pictures for two samples with contrasted microstructure and mechanical behavior.

- (1) Uniform porosity samples show no localization of the deformation, but a slight barrel shape after the experiment (Figure 93A). Sometimes, unloading induced fractures perpendicular to σ_1 can be observed. At microstructural scale, few cracks appear in the calcite cements coupled with an intense twinning activity (Figure 93D, F & H). This twinning does appear as an important deformation mechanism in this sample.
- (2) Rimmed porosity samples are characterized by the localization of deformation on shear fractures oriented at a low angle (40° - 45°) with respect to the principal stress (Figure 93B). Microstructural deformation features consist of cracks and twinning localized in calcite cements. Cracks appear mainly near macroscopic shear zones whereas twinning activity is wide spread in the sample (Figure 93C, E & G).

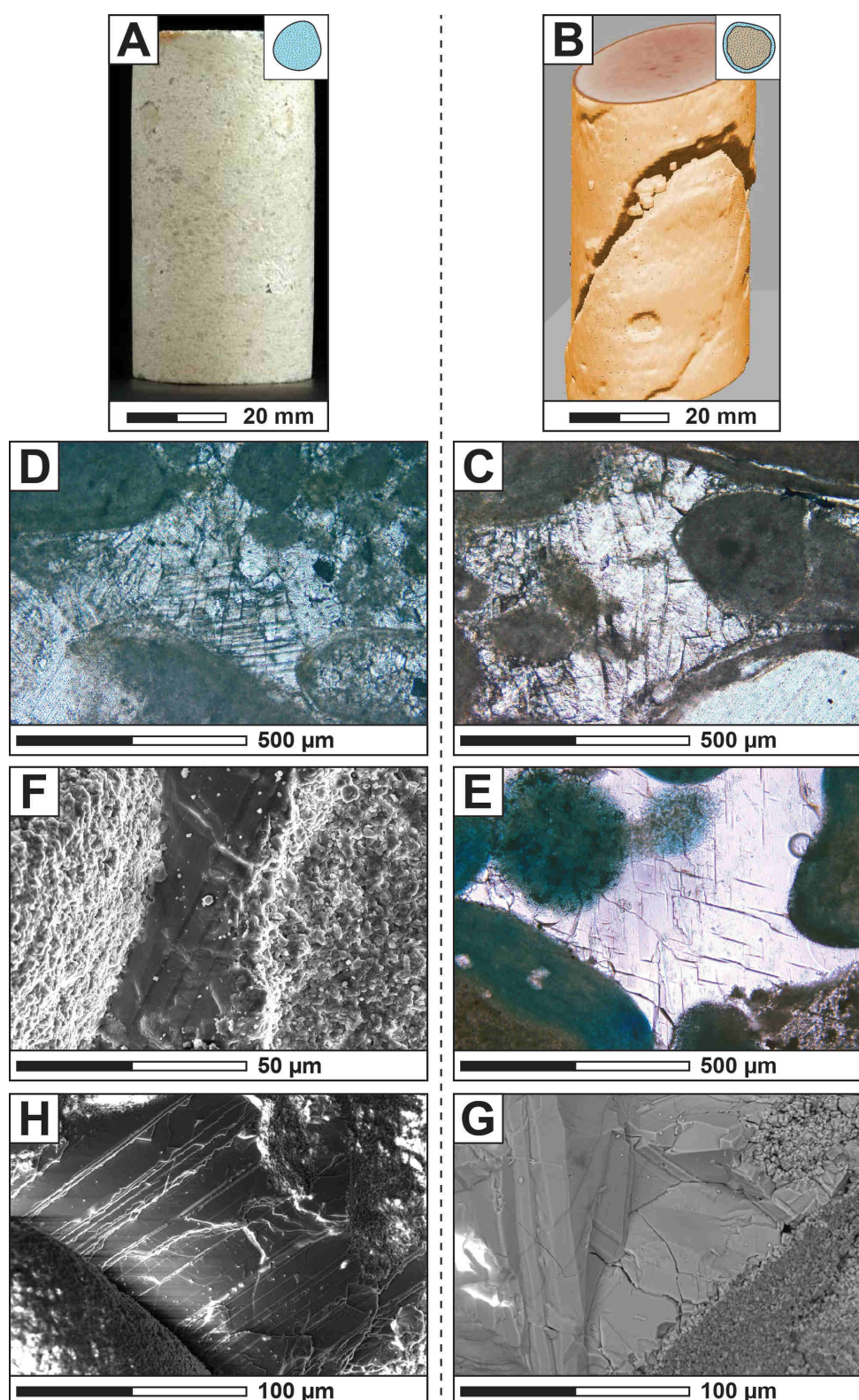


FIGURE 93 – Pictures of samples after deformation. A - Uniform porosity sample displaying sub-horizontal fractures, ductile behavior. B - Rimmed porosity sample with low angle shear fractures, brittle behavior. D, F and H display calcite twining in the cemented parts, in optical microscopy and SEM imaging (RA15 and RA13 samples). C, E and G display microcracks located in the calcite cements in optical microscopy and SEM imaging. Those microcracks do not propagate in the ooids (G).

9.1 Influence of microporosity distribution on the elastic properties

Recent P-wave velocities measurements have shown that dynamic moduli of samples from the Oolithe Blanche formation are controlled by the microporosity distribution within the ooids [*Casteleyn et al. 2010, 2011*], suggesting that uniform porosity (UP) samples are characterized by a higher compliance than the rimmed porosity (RP) samples. The same observation can be made on the P and S-wave velocity evolution through deformation (Figure 91) : UP samples clearly display lower velocities than RP samples. The same conclusion can also be drawn on the static moduli (Figure 90A) where the RP samples are stiffer (although it is not that obvious for RA15) than the UP samples. This result is of primary importance for the Oolithe Blanche formation, and in general for carbonate rock reservoirs, when dealing with reservoir depletion phenomenon during production. The difference in elastic properties could be easily explained by the contrasted values of the bulk modulus between the ooids whether they are composed of porous micrites (K_P) or tight micrites (K_T), with $K_T > K_P$ (Figure 94). Consequently, the bulk modulus K_{EFF} of the ooids in the RP samples could be considered as the effective moduli of both the porous micrite (K_P) and the tight micrite (K_T) which can be calculated using the *Hashin-Shtrikman [1963]* scheme; this leads to $K_{EFF} > K_P$. As the calcite cement located between the ooids with compressibility K_C is assumed to have the same influence on the elastic properties for both the RP and UP samples, it is expected that the RP samples are characterized by a higher compressibility than the UP samples (Figure 94A & B). Recent studies of microhardness measurements performed on similar rocks (oolithic grainstone with rimmed microporosity, *Ghabezloo et al. [2008]*), and P-wave velocity data on porous and tight micrites [*Regnet et al. 2014*] tend to confirm this hypothesis. However a contrast in compressibility cannot explain the observed difference in mechanical behavior (brittle or ductile) of the samples

regarding the microstructural attribute.

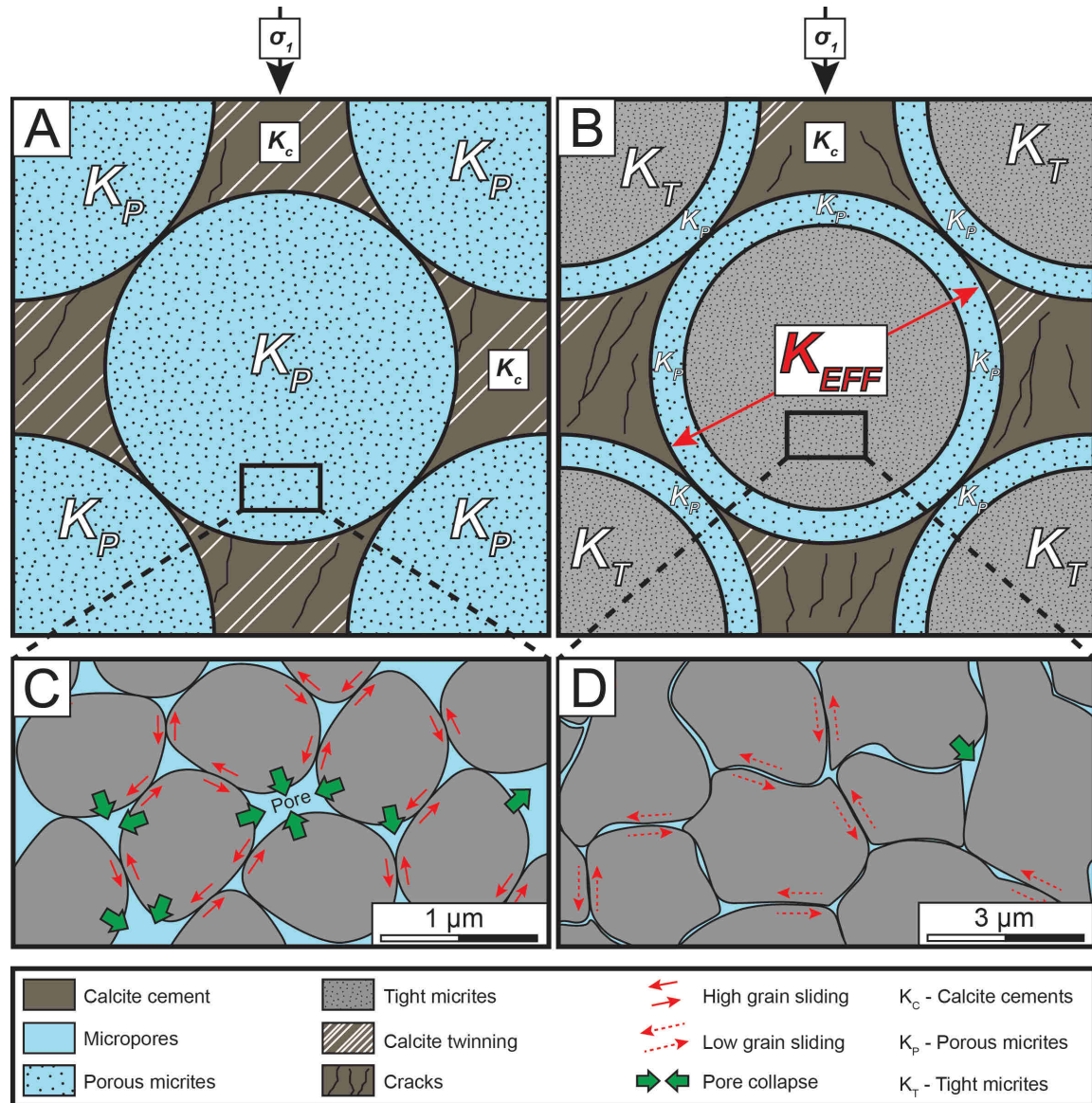


FIGURE 94 – Schematic view of the samples regarding the microstructural attribute (A - uniform porosity or B - Rimmed porosity), deformation features (twinning, cracking, sliding, collapse), micrite description (C - rounded, D - Anhedral) within the ooids.

9.2 Influence of microporosity distribution on the mechanical behavior

Mechanical properties of porous rocks can be analyzed from two complementary points of view. One view is to assume a continuous medium in which pores (and cracks) can be considered as inclusions. This approach has been successfully developed many years ago for elastic properties [*Mackenzie, 1950; Eshelby, 1957*] and provides in general more relevant results when the porosity is low. At the other extreme, another view is to consider a porous

rock as a granular medium [Brandt, 1955]. The granular models are more appropriate for high porosity rocks. They have been improved by bonding grains [Digby, 1981] or considering identical spherical grains and focusing on the contact of two spheres [Walton, 1960] as a key feature.

Real porous rocks, however, fall between these two extreme viewpoints, because they are made of grains that are cemented. Our samples are characterized by a very low cement proportion (5%), which is quite unusual for cemented grainstone [Scholle & Ulmer-Scholle, 2003]. Consequently, we suggest and consider that our samples can be seen as a grain-supported or granular medium, where ooids constitute the skeleton of the rock. This assumption is somehow confirmed by the deformation micromechanisms observed in deformed samples (Figure 93), where calcite twining and microcracks are observed in both samples, regardless the microporosity distribution. The only difference observed is that calcite twining seems to be much more intense in UP samples, but that can be explained by the higher amount of axial strain they underwent during the experiments. Therefore, grain contacts become a key feature to understand the observed mechanical behavior. As our goal is to understand how the contrast in microporosity distribution leads to different mechanical behaviors, we need to compare our observations to a conceptual model for rock failure. For that purpose we decided to use the 2D granular model proposed by Guéguen & Fortin [2013] in a qualitative way. In this model the authors make the assumption that grain to grain contacts are key features controlling the mechanical response of uncemented granular rocks, and propose an elastic envelope with two straight lines on a $P - Q$ plot, delimited by the value T_0 , which represents the local tensile stress between grains, and the value of P^* . The two lines cross each other at the transition between brittle and ductile domains [Guéguen & Fortin, 2013]. In oolitic carbonate rocks, we have to consider here the role of the micrite grains. Both UP and RP samples display fine micrite particles (1 - 3 μm), but their morphologies are significantly different (Figure 94C & D). UP samples are composed of rounded micrites characterized by punctic to partially coalescent contacts, whereas RP samples are made of anhedral micrites characterized by fully coalescent contacts between particles. When extrapolating the mechanical behavior of those two morphologies in the case of a deformation, (1) rounded micrites in UP samples have an easy-going grain to grain arrangement potential that favors elastic compaction, associated with a fully microporous framework within the ooids, easy to collapse (Figure 94C), and (2) anhedral micrite in RP samples are associated with a poor grain to grain arrangement potential, and a contrasted microporosity distribution within the ooids. This could lead to a higher value of pore collapse pressure P^* in RP samples than in UP samples. Then, considering this contrast in P^* , the 2D granular model [Guéguen & Fortin, 2013] predicts that if we follow the same

stress path (Figure 95), we will reach the brittle envelope for RP samples, and the ductile envelope for UP samples in our experiments. This is so because the critical pressure P^* is a controlling parameter for the shape and extension of the failure envelope in porous rocks [Wong *et al.*, 1997]. We can go a little further if we consider the expression of the critical pressure P^* given by Guéguen & Fortin [2013], which is function of the porosity ϕ , the critical stress intensity factor K_{IC} (or fracture toughness), the length c of the pre-existing cracks located near the grain contacts and the elastic properties of the solid :

$$P^* = 16 \left(\frac{(1 - \nu^2)}{E} \right)^2 \left(\frac{K_{IC}}{(1 - 2\nu)} \right)^3 (1 - \phi)c^{-3/2} \quad (4)$$

where E is Young's modulus, and ν Poisson's ratio. Comparing UP and RP samples (Table 5), porosity is almost identical, and we assume here that the microcrack length c are also similar. Then, according to the model proposed by Guéguen & Fortin [2013], and neglecting the variability of Poisson's ratio, for the critical pressure P_{UP}^* to be lower than P_{RP}^* we need that $\left(\frac{K_{IC}^3}{E^2} \right)_{UP} < \left(\frac{K_{IC}^3}{E^2} \right)_{RP}$. As Young's modulus E_{UP} is lower than E_{RP} , we need a significant contrast on the K_{IC} values. In our case, K_{IC} values of UP samples could be strongly reduced by the diffuse uniform microporosity within the ooids, whereas K_{IC} in RP samples could be close the value of calcite. This would lead indeed to a lower critical pressure P^* in UP samples, and would explain the contrast in mechanical behavior.

9.3 Microporosity distribution and permeability

Rimmed porosity samples display lower permeability values compared to uniform porosity samples, although they both have a similar total porosity. This observation has also been made in studies focusing on physical properties of the Oolithe Blanche formation and investigating the capillary coefficient values, which is another reliable proxy for transport properties [Casteleyn *et al.*, 2010, 2011, Makhoulfi *et al.*, 2013] (Figure 96). This effect is clearly the reflection of two different microstructural attributes of the porous media, and can be related to the contrast in tortuosity when comparing UP and RP samples [Makhoulfi *et al.*, 2013]. To estimate the tortuosity contrast for flow through our granular media, we use here a revised Kozeny Carman equation proposed by Walsh & Brace [1984] and Costa [2006], where the permeability K is calculated from :

$$K = \frac{\phi m^2}{b \tau^2} \quad (5)$$

where ϕ is the porosity, b is equal to 2 for flow through pipe-like pores, m is the hydraulic radius, and τ is the tortuosity. The measured porosity and the hydraulic radii are similar

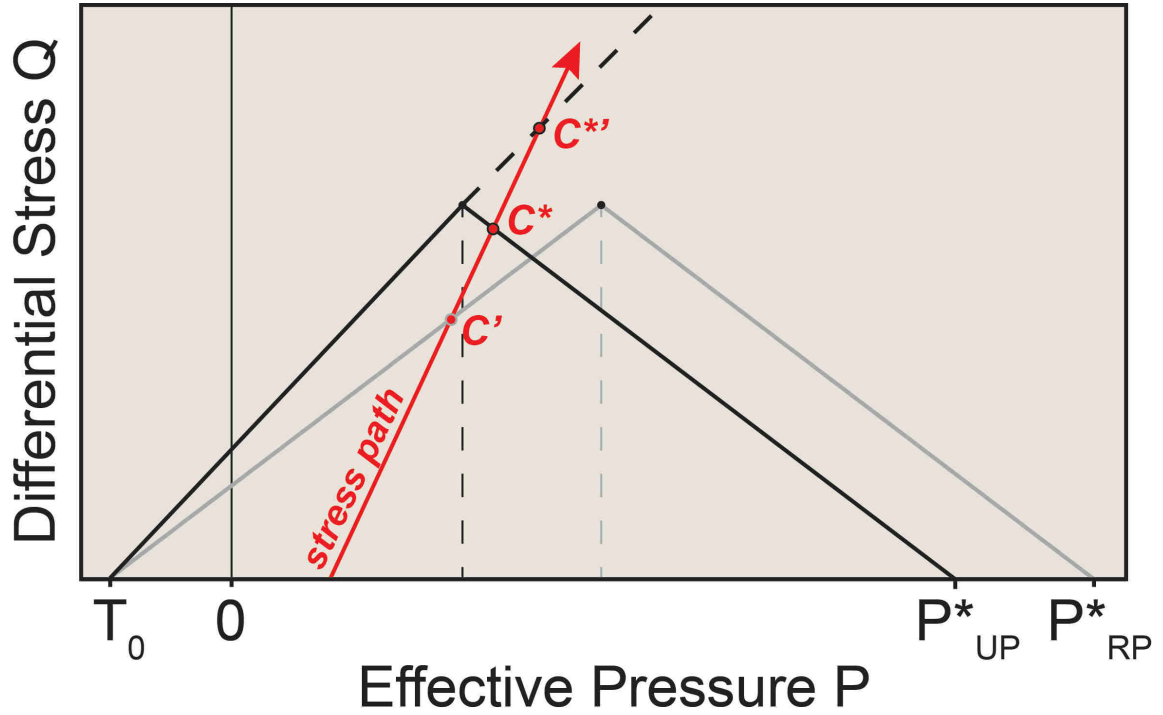


FIGURE 95 – 2-D granular model extrapolations for experimental data of Uniform Porosity (RP, black line) and Rimmed Porosity (RP, grey line) samples (black line). P^* , Q and stress path values are supposed.

[Makhloufi et al., 2013] between UP and RP samples, as are the cement proportion and mean grain size. This implies that the grain network architecture in terms of grain contact types and coordination number between ooids are similar. Then, the permeability is only related to the tortuosity contrast. In the case of (1) rimmed porosity samples, the fluid path within the ooids is characterized by a high tortuosity since the fluid needs to bypass/get around the non-porous inner cortex of the ooids. The travel in a RP ooid is then equal to the half perimeter πR where R is the radius of the ooid. On the other hand, (2) in uniform porosity samples, the fluid can directly get through the porous grain without extra travel, crossing the UP ooid over a distance $2R$. The two different fluid paths within the ooids can be observed on pore-casts (Figure 97) obtained by dissolving the calcite matrix using HCl acid for UP (left) and RP (right) samples after blue-dyed epoxy injection : this technique reveals the three-dimensional geometry of the pore space (in blue) for each sample and highlights the travel path for a fluid molecule to cross the porous medium. The predicted permeability ratio between RP and UP samples is then :

$$\frac{K_{UP}}{K_{RP}} = \left(\frac{\pi R}{2R} \right)^2 = \left(\frac{\pi}{2} \right)^2 \quad (6)$$

This ratio is in agreement with the measured permeability ratio between the UP and RP samples derived from Table 5, which ranges between 2 and 11. With similar microstructural

parameters (porosity, grain size, coordination number) UP and RP samples have different permeability values which can thus be explained by the variation of tortuosity.

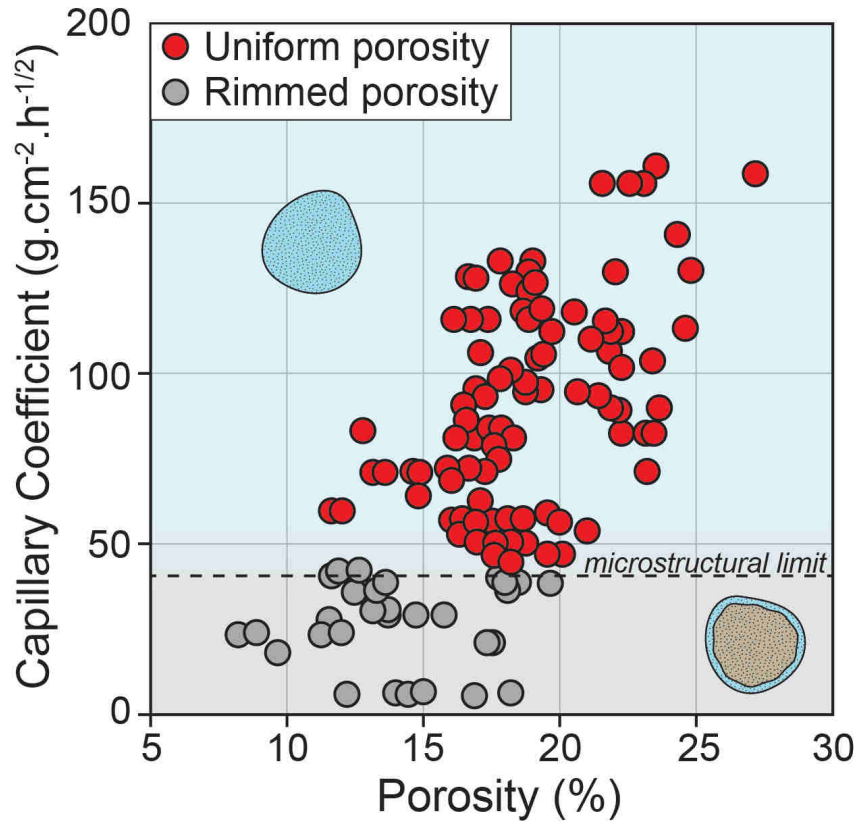


FIGURE 96 – Capillary imbibition factor vs. porosity cross-plot. The contrast in capillary coefficient values regarding the microstructural attribute is very clear. From Casteleyn et al. [2010, 2011] and Makhloufi et al. [2013].

9.4 Shear-induced dilation : an effective mechanism for permeability enhancement

A key conclusion we draw here is that there is a good correspondence between permeability changes and shear-induced dilation (Figure 92). This phenomenon is poorly documented in porous rocks. The onset of shear-induced dilation, C' for RP samples and C^{*} for UP samples, map out a boundary between two domains regarding the permeability evolution. Here, the inelastic deformation induced by dilation processes is related to the opening and the increase of microcracks density, especially at the grain/cement interfaces. This is also in agreement with the P- and S- wave velocity behaviors as they decrease during the shear-induced dilation, which can only be explained by the nucleation and propagation of microcracks [Fortin et al. 2007]. Those two factors (opening and increase of microcracks density) would enhance the local hydraulic conductances around the ooids resulting in an overall increase of permeability. Interestingly, this process is even more effective for UP

samples (RA15) that first underwent shear-enhanced compaction but without a significant change in porosity (volumetric strain $\approx 0.4\%$). The microcracks become permeability efficient once the sample reached the onset of shear-induced dilation and the associated volume increase. This shows that deformation and fluid transport are coupled in a complex manner. The quantitative modelling of the permeability enhancement is beyond the scope of this paper, but this is a major issue that needs to be investigated in the future.

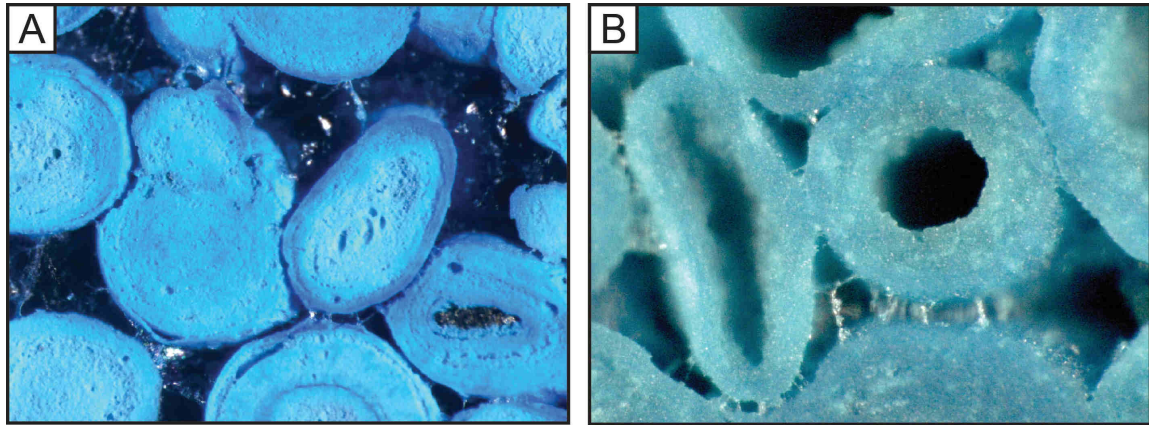


FIGURE 97 – Pore cast technique applied on the Oolithe Blanche samples. A - Uniform porosity sample with fully microporous grains. B - Rimmed porosity sample where the non-porous inner cortex has been dissolved during the operation. From Makhoulfi [2013].

The microporosity distribution is a key feature controlling the physical properties and mechanical behavior of oolitic carbonate rocks from the Eastern Paris Basin. The microporosity contrast within the ooids is at the origin of a strong compressibility contrast which is responsible for :

- (1) lower P-wave velocities in uniform porosity samples (UP) than in rimmed porosity samples (RP),
- (2) a strong effect on the critical pressure value P^* , resulting in two different mechanical behaviors (brittle vs ductile),
- (3) a complex tortuous porous medium, leading to contrasted permeability values.

This study shows that porous carbonate rocks can display a complex behavior regarding their microstructural attribute, which can strongly influence both the mechanical stability at depth and the transport properties, two key parameters for a reservoir rock considered as a potential target for CO_2 storage or geothermal energy recovery.

Acknowledgments

This work is a part of a PhD Thesis funded by a research grant given to the first author.

References

- Ashby, M.F., Sammis, C.G., 1990. The damage mechanics of brittle solids in compression. *Pure Appl. Geophys.* 133, 489-521.
- Assefa, S., McCann, C., and Sothcott, J. (2003). Velocities of compressional and shear waves in limestones. *Geophysical Prospecting* 51, 1-13.

Anselmetti, F.S., and Eberli, G.P. (1993). Controls on sonic velocity in carbonates. *Paggeoph* 141, 287-323.

Anselmetti, F.S., and Eberli, G.P. (1999). The Velocity-Deviation Log : A Tool to Predict Pore Type and Permeability Trends in Carbonate Drill Holes from Sonic and Porosity or Density Logs. *AAPG Bulletin* 83, 450-466.

Baud, P., Schubnel, A., and Wong, T.-F. (2000a), Dilatancy, compaction and failure mode in Solnhofen limestone, *J. Geophys. Res.* 195, 19289-19303.

Baud, P., Vinciguerra, David, C., Cavallo, A., Walker, E., and Reuschle, T., (2009). Compaction and Failure in High Porosity Carbonates : Mechanical Data and Microstructural Observations.

Brandt, H. (1955), A study of the speed of sound in porous granular media, *J. Appl. Mech.*, 22, 479-486.

Brigaud, B., Vincent, B., Durllet, C., Deconinck, J.-F., Blanc, P., and Trouiller, A. (2010). Acoustic Properties of Ancient Shallow-Marine Carbonates : Effects of Depositional Environments and Diagenetic Processes (Middle Jurassic, Paris Basin, France). *Journal of Sedimentary Research* 80, 791-807.

Casteleyn, L., Robion, P., Collin, P.-Y., Menéndez, B., David, C., Desaubliaux, G., Fernandes, N., Dreux, R., Badiner, G., Brosse, E., et al. (2010). Interrelations of the petrophysical, sedimentological and microstructural properties of the Oolithe Blanche Formation (Bathonian, saline aquifer of the Paris Basin). *Sedimentary Geology* 230, 123-138.

Casteleyn, L., Robion, P., David, C., Collin, P.-Y., Menéndez, B., Fernandes, N., Desaubliaux, G., and Rigollet, C. (2011). An integrated study of the petrophysical properties of carbonate rocks from the “Oolithe Blanche” formation in the Paris Basin. *Tectonophysics* 503, 18-33.

Costa, A. (2006). Permeability-porosity relationship : A reexamination of the Kozeny-Carman equation based on a fractal pore-space geometry assumption. *Geophysical research letters*, VOL. 33, L02318, doi :10.1029/2005GL025134.

Curran, J.H., Carroll, M.M., 1979. Shear stress enhancement of void compaction. *J. Geophys. Res.* 84, 1105e1112.

Deville de Periere, M., Durllet, C., Vennin, E., Lambert, L., Bourillot, R., Caline, B., and Poli, E. (2011). Morphometry of micrite particles in cretaceous microporous limestones of the Middle East : Influence on reservoir properties. *Mar. Pet. Geol.* 28, 1727-1750.

Digby, P.J. (1981). The Effective Elastic Moduli of Porous Granular Rocks. *J. Appl. Mech.* 48, 803-808.

Eshelby, J. D. (1957), The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, 241, 376-396.

Evans, B., Fredrich, J., Wong, T.-F., 1990. The brittle-ductile transition in rocks : recent experimental and theoretical progress. In : Duba, A.G., Durham, W.B., Handin, J.W., Wang, H.F. (Eds.), *The Heard Volume*. Am. Geophys. Union, Geophysical Monograph, vol. 56, pp. 1-20.

Folk, R.L. (1966). A Review of Grain-Size Parameters. *Sedimentology* 6, 73-93.

Fortin, J., Guéguen, Y., Schubnel, A., (2007). Effects of pore collapse and grain crushing on ultrasonic velocities and V_P/V_S .

Ghabezloo S, Sulem J, Guédon S, Martineau F. (2008) Effective stress law for the permeability of a limestone. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science*, DOI 10.1016/j.ijrmms.2008.05.006.

Guéguen, Y., Fortin, J., (2013). Elastic envelopes of porous sandstones. *Geophysical Research Letters*, VOL. 40, 3550-3555, doi :10.1002/grl.50676, 2013.

Hashin, Z. and S. Shtrikman (1963). A variationnal approach to the elastic behavior of multiphase materials. *J.Mech.Phys. Solids*, 11, 127-140.

Heard, H.C., 1960. Transition from brittle fracture to ductile flow in Solnhofen limestone as a function of temperature, confining pressure and interstitial fluid pressure. In : Griggs, D., Handin, J. (Eds.), *Rock Deformation*. Memoir. Geological Society of America, vol. 79,

pp. 193-226.

Horii, H., Nemat-Nasser, S., 1986. Brittle failure in compression : splitting, faulting and brittle-ductile transition. *Phil. Trans. Royal Soc. London* 319, 337-374.

Kemeny, J.M., Cook, N.G.W., 1991. Micromechanics of deformation in rocks. In : Shah, S.P. (Ed.), *Toughening Mechanisms in Quasi-Brittle Materials*. Kluwer Academic, pp. 155-188.

Kenter, J., Podladchikov, F., Reinders, M., Van der Gaast, S., Fouke, B., and Sonnenfeld, M. (1997). Parameters controlling sonic velocities in a mixed carbonate-siliciclastics Permian shelf-margin (upper San Andres formation, Last Chance Canyon, New Mexico). *Geophysics* 62, 505-520.

Kenter, J. a. M., Anselmetti, F.S., Kramer, P.H., Westphal, H., and Vandamme, M.G.M. (2002). Acoustic Properties of “Young” Carbonate Rocks, Odp Leg 166 and Boreholes Clino and Unda, Western Great Bahama Bank. *Journal of Sedimentary Research* 72, 129-137.

Kenter, J., Braaksma, H., Verwer, K., and van Lanen, X. (2007). Acoustic behavior of sedimentary rocks : Geologic properties versus Poisson’s ratios. *The Leading Edge* 26, 436-444.

Lønøy, A. (2006). Making sense of carbonate pore systems. *AAPG Bulletin* 90, 1381-1405.

Mackenzie, J. K. (1950), The elastic constants of a solid containing spherical holes, *J. Geophys. Res.*, B63(2), 2-11.

Makhloufi, Y., Collin, P.-Y., Bergerat, F., Casteleyn, L., Claes, S., David, C., Menéndez, B., Monna, F., Robion, P., Sizun, J.-P., et al. (2013). Impact of sedimentology and diagenesis on the petrophysical properties of a tight oolitic carbonate reservoir. The case of the Oolithe Blanche Formation (Bathonian, Paris Basin, France). *Mar. Pet. Geol.* 48, 323-340.

Ougier-Simonin, A., Fortin, J., Guéguen, Y., Schubnel, A., & Bouyer, F. (2011). Cracks in glass under triaxial conditions. *International Journal of Engineering Science*, 49(1), 105-121.

Paterson, M.S., 1958. Experimental deformation and faulting in Wombeyan marble. *Bull. Geol. Soc. Am.* 69, 465-476.

Regnet, J.B., Robion, P., David, C., Fortin, J., Brigaud, B., Yven, B., (2014). Acoustic and reservoir properties of microporous carbonate rocks : implication of micrite particle size and morphology. *revised version submitted*, Journal of Geophysical Research.

Robertson, E.C. (1955). Experimental study of the strength of rocks, Bull. Geol. Soc. Am. 66, 1275-1314.

Sammis, C.G., Ashby, M.F., 1986. The failure of brittle porous solids under compressive stress states. Acta Metall. 34, 511-526.

Scholle, P. A., & Ulmer-Scholle, D. S. (2003). A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks : Grains, Textures, Porosity, Diagenesis, AAPG Memoir 77 (Vol. 77). AAPG.

Vajdova, V., Baud, P., Wong, T.-F., 2004a. Compaction, dilatancy and failure in porous carbonate rocks. J. Geophys. Res. 109, B05204. <http://dx.doi.org/10.1029/2003JB002508>.

Vajdova, V., Zhu, W., Chen, T.-M.N., Wong, T.-F., 2010. Micromechanics of brittle faulting and cataclastic flow in Tavel limestone. J. Struct. Geol. 32, 1158-1169.

Verwer, K., Braaksma, H., and Kenter, J. (2008). Acoustic properties of carbonates : Effects of rock texture and implications for fluid substitution. Geophysics 73, B51-B65.

Walsh, J.B., and Brace, W.F. (1984). The effect of pressure on porosity and the transport properties of rock. J. Geophys. Res. 89, 9425-9431.

Walton, K. (1960), The effective elastic moduli of a random packing of spheres, J. Mech. Phys. Solids, 35(2), 213-226.

Weger, R.J., Eberli, G.P., Baechle, G.T., Massaferro, J.L., and Sun, Y.-F. (2009). Quantification of pore structure and its effect on sonic velocity and permeability in carbonates. AAPG Bulletin 93, 1297-1317.

Wong, T.-F., David, C., Zhu, W., 1997. The transition from brittle faulting to cataclastic flow in porous sandstones : mechanical deformation. J. Geophys. Res. 102, 3009-3025.

Wong, T.F., Baud, P., (2012). The brittle-ductile transition in porous rock : A review. *Journal of Structural Geology* 44 (2012) 25-53.

Zhang, J., Wong, T.-F., Davis, D.M., 1990a. Micromechanics of pressure-induced grain crushing in porous rocks. *J. Geophys. Res.* 95, 34-352.

Zhu, W., 2010. Micromechanics of Failure in Porous Carbonate and Volcanic Rocks. Unpublished Ph.D. thesis, Stony Brook University.

Zhu, W., Baud, P., Vinciguerra, S., Wong, T.-F., 2011. Micromechanics of brittle faulting and cataclastic flow in Alban Hills tuff. *J. Geophys. Res.* 116, B06209.

Les paragraphes qui suivent regroupent les expériences triaxiales basse pression menées sur l'Oolithe Blanche, avec le système expérimental du Laboratoire Géosciences et Environnement de l'Université de Cergy-Pontoise. Nous considérons maintenant un autre type de microstructure : la forme des ciments de calcite. Le dispositif du GEC ne permettant pas d'investiguer l'effet de telles microstructures à la pression effective de l'Oolithe Blanche (au centre du Bassin de Paris), ces essais font office de résultats préliminaires.

10.1 La forme des ciments calcitiques

Les données disponibles dans la littérature montrent que les vitesses d'onde P dans les grainstones sont également très dépendantes de la présence de ciment isopaque (CI) autour des grains [*Brigaud et al. 2010*]. Ces ciments sont très importants car ils apparaissent très tôt dans l'histoire diagénétique de la roche (dès les premiers stades de recouvrement sédimentaires) et créent un milieu très hétérogène : des grains non-jointifs, une porosité primaire conservée et une compaction lithostatique limitée (Figure 98). Les mesures montrent qu'à une porosité donnée, les ciments isopaques réduisent significativement les vitesses de propagation des ondes. Selon ces mêmes auteurs, le processus mis en cause est celui de l'interface mécanique créée par les ciments, et la dispersion des ondes qui lui est associée. Les essais ont été réalisés à l'Université de Cergy-Pontoise à une faible pression de confinement (1,5 MPa) et en régime saturé avec une pression de pore de 0,5 MPa. Durant l'essai, deux capteurs acoustiques en position radiale enregistrent les mesures de vitesses ainsi que les émissions acoustiques générées. Les échantillons sélectionnés ont encore une fois des propriétés physiques très similaires de telle sorte que seul le paramètre microstructural soit significativement différent (Tableau 6). À noter que l'une des jaquettes s'est percée au cours de l'essai de BY19, et les données liées au volume de pore sont inaccessibles, tout comme les données de vitesse d'onde P (double saturation huile-eau).

Sample	Ø (%)	K (mD)	Cement (%)	Grainsize (µm)	Microstructure
Ra02	19.1	0.18	11.67	545	Cement Fringe
By19	17	0.08	15.49	519	Cement Fringe
By04	18	0.35	12.01	466	No Fringe
By12	17.8	0.19	13.69	404	No Fringe

Tableau 6 – Caractéristiques des échantillons déformés. Cement Fringe = Ciment isopaque.

Les courbes contrainte-déformation mettent en évidence un comportement fragile et dilatatant pour tous les échantillons, comme attendu pour des essais triaxiaux à basse pression (Figure 99A & B). L'échantillon BY04 montre cependant davantage les caractéristiques

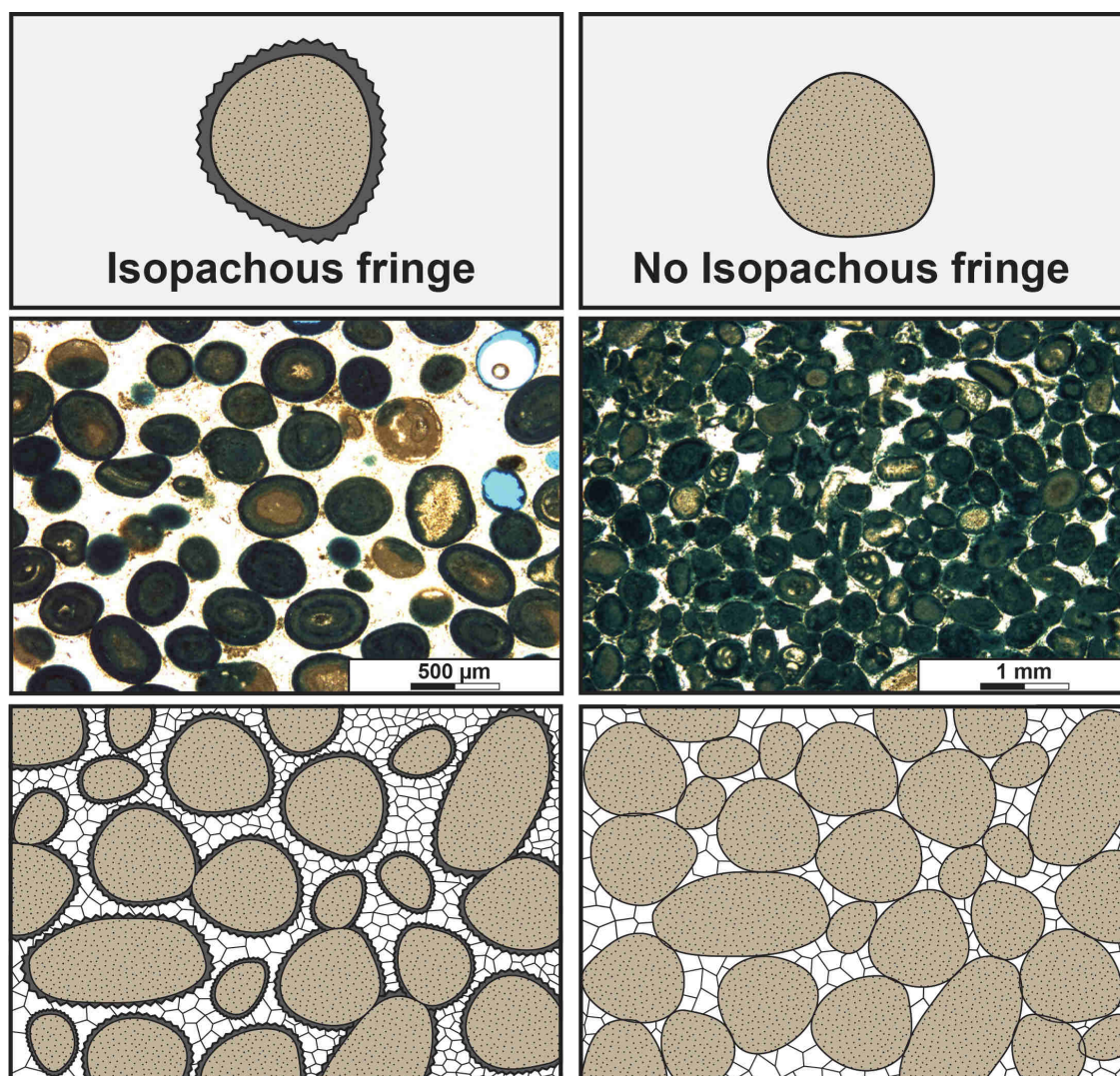


FIGURE 98 – Détail des microstructures retenues pour les essais triaxiaux à basse pression.

d'un comportement de "rupture contrôlée", typique du régime de transition fragile-ductile. Certaines différences apparaissent selon la microstructure considérée :

- (1) Les contraintes maximales σ_{max} atteintes par les échantillons sont différentes. Les échantillons dépourvus de CI ont une résistance à la rupture plus haute que les autres.
- (2) Les phases élastiques sont très linéaires dans le cas des échantillons sans CI, tandis que les deux autres échantillons sont caractérisés par des phases élastiques non-linéaires : La courbe est d'abord caractérisée par une pente relativement faible puis une deuxième partie où la pente augmente.

L'évolution des vitesses d'ondes P au cours de la déformation est très similaire d'un échantillon à l'autre, quelle que soit la microstructure (Figure 100). Les vitesses augmentent au cours du chargement hydrostatique, ce qui correspond probablement à la fermeture des microcracks préexistants et aux premiers stades de compaction de l'espace microporeux.

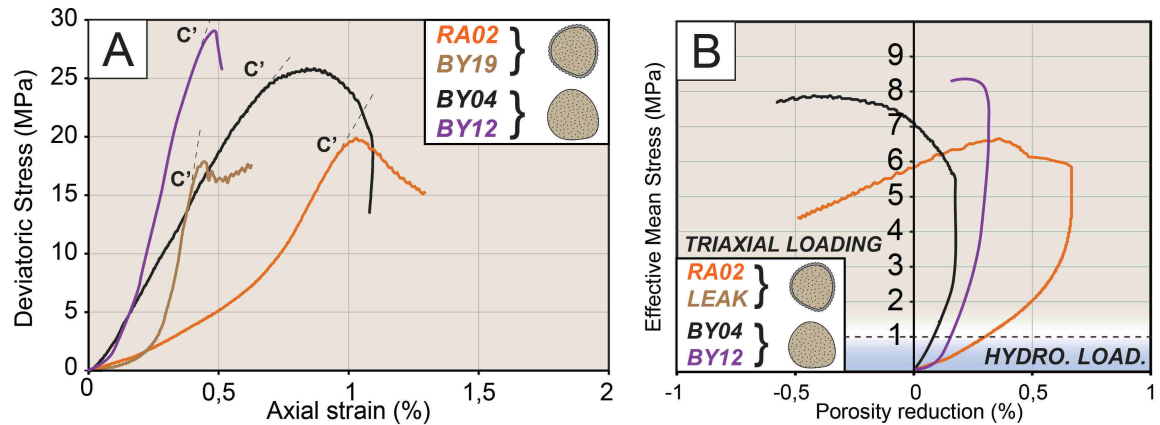


FIGURE 99 – A - Courbes contraintes - déformation et seuil de dilatance C' pour les quatre échantillons. B - Réduction de la porosité en fonction de la contrainte moyenne effective.

Puis, durant le chargement triaxial, les vitesses diminuent progressivement jusqu'à une chute rapide des valeurs de vitesse au moment de la rupture. Cette forte diminution des vitesses d'onde P est à relier à l'endommagement progressif des échantillons. Au cours du chargement, l'influence de la fissuration sur les vitesses de propagation prend probablement le dessus sur les phénomènes de compaction, qui sont normalement responsables de l'augmentation des vitesses d'onde P.

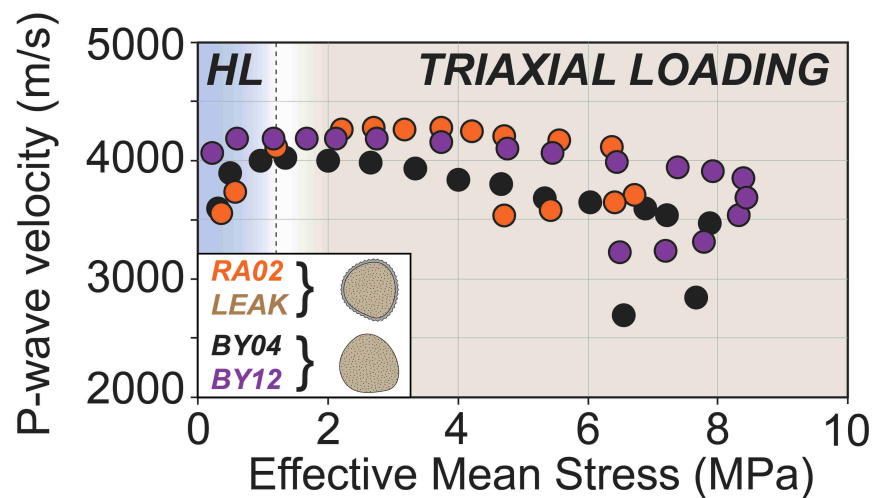


FIGURE 100 – Évolution des vitesses d'onde P au cours des chargements hydrostatiques et triaxiaux.

L'analyse des échantillons après déformation montre systématiquement une localisation de la déformation sur des fractures cisailantes (angle de 30° par rapport à σ_1) ou sur des fractures subverticales. Ces deux processus de rupture (localisation de la déformation) sont typiques du comportement fragile, et les très faibles angles de fracture observés sont très classiques lors d'un chargement uniaxial ou triaxial très basse pression (Figure 101A & B). D'un point de vue microstructural, les micromécanismes de déformation sont semblables

entre les deux types de grainstone considérés (avec et sans CI) et consistent en une fissuration intense des ciments interparticulaire, en particulier de part et d'autre de la fracture (Figure 101C, D). Quelques rares macles sont observées, mais ne semblent pas être le mécanisme de déformation dominant (Figure 101E).

Dans les échantillons avec CI, les oolithes ont subi une importante desquamation (détachement des ciments isopaques ou de la dernière enveloppe du cortex) (Figure 101E). Ces phénomènes sont couramment observés dans les grainstones oolithiques et apparaissent lors du début de l'enfouissement et lorsque que les oolithes sont partiellement indurées [*Scholle & Ulmer-Scholle, 2003*]. Ce sont des mécanismes n'ayant aucun lien avec l'expérience réalisée. Il est important de noter que ces ciments se semblent pas affectés par la fissuration créée durant la déformation, comme le montre la Figure 101F où l'on observe des microcracks strictement localisés dans le ciment interparticulaire.

Ces expériences à très bas confinement ne permettent pas de mettre en évidence des similarités ou des différences claires entre les deux paramètres microstructuraux considérés. Le comportement mécanique reste fragile dans les deux cas, malgré une légère différence au niveau des valeurs de contrainte à la rupture. Les micromécanismes de déformation sont également très semblables et l'évolution des vitesses ne permet pas de distinguer une quelconque différence.

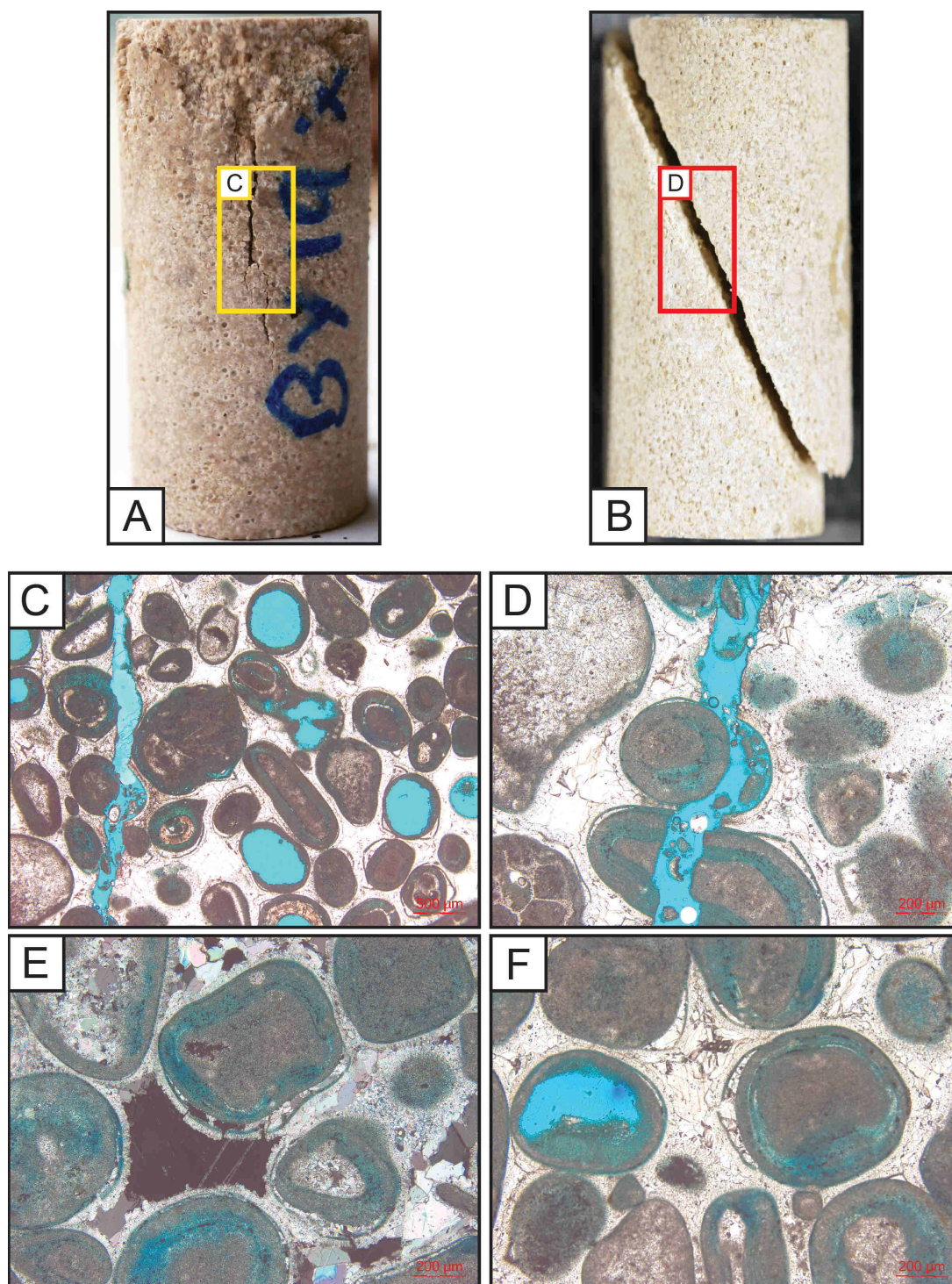


FIGURE 101 – Observations macro et microscopiques (microscopie optique classique) des échantillons post-déformation (les macropores sont des artéfacts). A - Fracture subverticale (échantillon BY19). B - Fracture de faible angle (30°) (échantillon RA02). C & D - Agrandissement des fractures BY149 et RA02. Les ciments intergranulaires présentent de nombreux microcracks, en particulier de part et d'autre de la fracture. E - Maclage d'un cristal de calcite dans BY19. Les collerettes de ciments isopaques sont détachés des grains (desquamation) et ont été recimentés dans le ciment intergranulaire (couleur noire). F - Observation de la fissuration intragranulaire. Les ciments isopaques ne semblent pas affectés.

Cinquième partie

Conclusion générale

sous saturées vis à vis de la calcite, sont à l'origine des dissolutions observées sur les micrites *rounded*, et à l'origine de leur excellente qualité réservoir.

Théories et modèles pour les roches microporeuses

La dépendance en fréquence des vitesses de propagation d'onde dans les carbonates microporeux est investiguée via la théorie de la poroélasticité et les équations de Biot-Gassmann. Les calculs mettent en évidence une très faible dispersion des valeurs de vitesse, qui est associée à la présence de microcracks. Ces microcracks sont également mis en évidence via les mesures de laboratoire, et les observations microstructurales.

Les perméabilités calculées à partir des modèles de Katz & Thompson [1987] et de Guéguen & Dienes [1989] sont en accord avec les données mesurées, et montrent que l'essentiel de l'écoulement dans les carbonates microporeux est contrôlé par les rayons de seuils de pore.

Apport des résultats et perspectives de travail

L'apport des données issues des mesures en laboratoire est multiple :

(1) Elles montrent que l'Oxfordien moyen peut être considéré comme un seul aquifère continu, grâce à la définition d'un nouveau *cut-off* de porosité. Ce *cut-off* définit une limite de perméabilité de 0.2 mD pour les niveaux pouvant fournir des arrivées d'eau.

(2) L'impédance sismique est le produit de la densité et de la vitesse des ondes P. Une relation impédance-porosité permet donc d'inverser certains profils sismiques en termes de porosité. Certaines valeurs d'impédances sont trompeuses. Par exemple, les impédances acoustiques des marnes peu poreuses ($< 5\%$) sont similaires aux impédances des calcaires poreux ($> 15\%$). L'inversion doit ainsi intégrer ce biais en inversant uniquement des unités à lithologie homogène. À ce titre, les impédances "plugs" (peuvent être mises en relation avec celles déduites des différentes lignes sismiques de l'Andra. Ainsi, l'extension géographique des horizons poreux oxfordiens peut être estimée. Cette extension géographique des horizons poreux oxfordien pourrait également être estimée par une étude et une cartographie exhaustive des surfaces d'émersion oxfordiennes.

De manière plus générale, l'élaboration d'un modèle géologique intégrant les données de cette thèse pourrait grandement améliorer la compréhension du modèle hydrologique de l'Oxfordien dans la Zone de Transposition. Une première étape consisterait à habiller les

diagraphies disponibles sur d'autres forages Andra traversant l'Oxfordien sur le secteur à partir des données de laboratoire afin d'estimer l'évolution latérale des microstructures et des propriétés physiques dans la zone de transposition.

Concernant les perspectives de travail, une suite logique serait la modélisation de leurs propriétés élastiques grâce à un modèle de milieu effectif de type inclusion. L'intérêt ici serait de prendre en compte à la fois les textures mud et grain-supported, ainsi que les microcracks. Une autre approche envisagée est celle des modèles de milieux granulaires appliqué aux particules de micrite, avec une approche à l'échelle nanoscopique.

Comportement mécanique de roches carbonatées microporeuses

Distribution de la microporosité

Les essais triaxiaux montrent que la distribution de la microporosité dans les grains est un facteur clé dans la réponse mécanique de l'Oolithe Blanche. Les grainstones à grains entièrement microporeux (UP) sont caractérisés par un comportement ductile, et les grainstones où seul le cortex externe des grains est microporeux (RP) relèvent du régime fragile. Ces comportements mécaniques très contrastés pour des roches équivalentes en termes de porosité, taille de grain ou encore proportion de ciment, sont expliqués par les différences de compressibilité entre des grains UP et des grains RP.

Cette compressibilité est également mise en évidence sur les vitesses de propagation d'onde, où les échantillons UP sont caractérisés par des vitesses plus faibles que les échantillons RP, et pour une porosité donnée.

Cette distribution de la microporosité a également un effet très fort sur les valeurs de perméabilité. Celle-ci peut être modélisée avec les équations modifiées de Kozeny-Carman [*Walsh & Brace, 1984; Costa, 2006*] basées sur la théorie du rayon hydraulique. Les perméabilités prédites montrent une bonne correspondance avec les perméabilités mesurées, et indiquent que le contraste de tortuosité entre les échantillons UP et RP peut expliquer à lui seul la différence obtenues sur les perméabilités mesurées.

Les ciments précoces

Les expériences menées à très bas confinement concernant l'influence des ciments précoces ne permettent pas de mettre en évidence des similarités ou des différences claires

entre les deux paramètres microstructuraux considérés. Le comportement mécanique reste fragile dans les deux cas, malgré une légère différence au niveau des valeurs de contrainte à la rupture. Les micromécanismes de déformation sont également très semblables et l'évolution des vitesses ne permet pas de distinguer une quelconque différence.

Conséquences pour le réservoir de l'Oolithe Blanche et perspectives de travail

Les résultats sur le comportement mécaniques obtenus sont cruciaux dans le cadre d'un réservoir comme celui de l'Oolithe Blanche. Connaître la distribution verticales et latérales des microstructures de porosité et des ciments précoces au sein du réservoir est essentiel pour prédire les mécanismes de rupture et leur nature.

La modélisation de tels processus passe par des lois de comportement mécaniques qui nécessitent davantage de données pour être optimales. Une enveloppe de rupture complète pour ces microstructures différentes constituerait une base solide pour la modélisation.

De manière générale, ces résultats montrent que la déformation expérimentale des roches carbonatées doit passer par une connaissance parfaite de leur caractère microstructural. La prise en compte de toutes les microstructures ayant des effets avérés sur les propriétés élastiques des carbonates serait l'idéal. En ce sens, la deuxième partie de ce manuscrit de thèse fournit une base de travail intéressante.

Références

Adelinet, M., Fortin, J., Guéguen, Y., Schubnel, A., and Geoffroy, L. (2010). Frequency and fluid effects on elastic properties of basalt : Experimental investigations. *Geophys. Res. Lett.* 37, L02303.

Adelinet, M., Fortin, J., Guéguen, Y., (2011). Dispersion of elastic moduli in a porous cracked rock : Theoretical predictions for squirt-flow. *Tectonophysics* 503, 173-181.

Akbar, M., Petricola, M., Watfa, M., Badri, M., Charara, M., Boyd, A., ... & Roestenberg, J. (1995). Classic interpretation problems : evaluating carbonates. *Oilfield Review*, 7(1), 38-57.

Akbar, M., Vissapragada, B., Alghamdi, A. H., Allen, D., Herron, M., Carnegie, A., & Saxena, K. (2001). A snapshot of carbonate reservoir evaluation. *Oilfield Review*, 12(4), 20-41.

Alba-Simionesco, C., Coasne, B., Dosseh, G., Dudziak, G., Gubbins, K. E., Radhakrishnan, R., and Sliwinska-Bartkowiak, M., (2006) Effects of confinement on freezing and melting. *J. Phys. : Condens. Matter* 18 (2006) R15-R68.

André, G. 2003. Caractérisation des déformations méso-cénozoïques et des circulations fluides dans l'Est du Bassin de Paris. Doctoral Dissertation, Université Henri Poincaré, Nancy.

Anselmetti, F.S., and Eberli, G.P. (1993). Controls on sonic velocity in carbonates. *Pagroph* 141, 287-323.

Anselmetti, F.S., and Eberli, G.P. (1999). The Velocity-Deviation Log : A Tool to Predict Pore Type and Permeability Trends in Carbonate Drill Holes from Sonic and Porosity or Density Logs. *AAPG Bulletin* 83, 450-466.

Archie, G. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Trans. AIME*, 146(99), 54-62.

Ashby, M.F., Sammis, C.G., 1990. The damage mechanics of brittle solids in compression. *Pure Appl. Geophys.* 133, 489-521.

Assefa, S., McCann, C., and Sothcott, J. (2003). Velocities of compressional and shear waves in limestones. *Geophysical Prospecting* 51, 1-13.

Baechle, G., Colpaert, A., Eberli, G., and Weger, R. (2008). Effects of microporosity on sonic velocity in carbonate rocks. *The Leading Edge* 27, 1012-1018.

Baechle, G., Eberli, G., Weger, R., and Massaferro, J. (2009). Changes in dynamic shear moduli of carbonate rocks with fluid substitution. *Geophysics* 74, E135-E147.

Baud, P., Schubnel, A., and Wong, T.-F. (2000a), Dilatancy, compaction and failure mode in Solnhofen limestone, *J. Geophys. Res.* 195, 19289-19303.

Baud, P., Vinciguerra, David, C., Cavallo, A., Walker, E., and Reuschle, T., (2009). Compaction and Failure in High Porosity Carbonates : Mechanical Data and Microstructural Observations.

Blenkinsop, T. G. (2000). Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks. Springer.

Byerlee, J. D. (1968), Brittle-ductile transition in rocks, *J. Geophys. Res.*, 73(14), 4741-4750. [p.7].

Biot, M. A. (1956). General solutions of the equations of elasticity and consolidation for a porous material. *J. appl. Mech*, 23(1), 91-96.

Bourbié, T., Coussy, O., and Zinszner, B. (1986). *Acoustique des milieux poreux* (Editions TECHNIP).

Bouteca, M., J.P. Sarda & O. Vincké (2000). Constitutive law for permeability evolution of sandstone during depletion. *SPE*, 58717.

Brandt, H. (1955), A study of the speed of sound in porous granular media, *J. Appl. Mech.*, 22, 479-486.

Brantut, N., (2010). Couplages thermo-hydro-mécaniques et chimiques lors de la rupture et du glissement sismiques. Doctoral Dissertation, École Normale Supérieure de Paris.

Brigaud, B. (2009). Influence du contexte sédimentaire et de la diagenèse sur les propriétés pétrophysiques du Dogger calcaire de l'Est du Bassin de Paris (Doctoral dissertation, Université de Bourgogne).

Brigaud, B., Vincent, B., Durllet, C., Deconinck, J.-F., Blanc, P., and Trouiller, A. (2010). Acoustic Properties of Ancient Shallow-Marine Carbonates : Effects of Depositional Environments and Diagenetic Processes (Middle Jurassic, Paris Basin, France). *Journal of Sedimentary Research* 80, 791-807.

Brigaud, B., Vincent, B., Carpentier, C., Robin, C., Guillocheau, F., Yven, B., and Huret, E. (2014a). Growth and demise of the Jurassic carbonate platform in the intracratonic Paris Basin (France) : Interplay of climate change, eustasy and tectonics. *Marine and Petroleum Geology* 53, 3-29.

Brigaud, B., Vincent, B., Durllet, C., Deconinck, J.-F., Jobard, E., Pickard, N., Yven, B., Landrein, P., (2014b). Characterization and origin of permeability-porosity heterogeneity in shallow-marine carbonates : from core scale to 3D reservoir dimension (Middle Jurassic, Paris Basin, France). *Marine and Petroleum Geology*. 57, 631-651.

Brosse, E. ., Badinier, G., Blanchard, F., Caspard, E., Collin, P. Y., Delmas, J., Dezayes, C., Dreux, R., Dufournet, A., Durst, P., Fillacier, S., Garcia, D., Grataloup, S., Hanot, F., Hasanov, V., Houel, P., Kervevan, C., Lansart, M., Lescanne, M., Menjoz, A., Monnet, M., P., M., Nedelec, B., Poutrel, A., Rachez, X., Renoux, P., Rigollet, C., Ruffier-Meray, V., Saysset, S., Thinon, I., Thoraval, A., & Vidal-Gilbert, S. (2010). Selection and characterization of geological sites able to host a pilot-scale CO_2 storage in the Paris Basin (geocarbone-PICOREF). *Oil & Gas Science and Technology*. 65(3), 375-403.

Budd, D. A. (2002). The relative roles of compaction and early cementation in the destruction of permeability in carbonate grainstones : a case study from the Paleogene of west-central Florida, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 72(1), 116-128.

Buschaert, S. 2001. Origine, âge et processus physico-chimiques des circulations de fluides

dans les fractures : Exemple de socle sous couverture (Vienne) et de formations riches en argiles (Gard, Est). Doctoral Dissertation, Université Henri Poincaré, Nancy.

Campbell, A.E., and Staffeu, J. (1992). Seismic Modeling of an Early Jurassic, Drowned Carbonate Platform : Djebel Bou Dahar, High Atlas, Morocco (1). AAPG Bulletin 76, 1760-1777.

Carpentier, C. (2004). Géométries et environnements de dépôt de l'Oxfordien de l'Est du Bassin de Paris (Doctoral dissertation, Nancy 1).

Capentier, C., (2008). Horizons poreux oxfordiens du site de l'Est. Origine et architecture de la nanoporosité secondaire. Rapport de Post-Doctorat. Andra.

Carpentier, C., Lathuilière, B., Ferry S., (2010). Sequential and climatic framework of the growth and demise of a carbonate platform : implications for the peritidal cycles (Late Jurassic, North-eastern France). Sedimentology 57, 985-1020.

Carpentier, C., Brigaud, B., Blaise, T., Vincent, B., Durlet, C., Boulvais, P., Pagel, M., Hibsich, C., Yven, B., Lach, P., et al. (2014). Impact of basin burial and exhumation on Jurassic carbonates diagenesis on both sides of a thick clay barrier (Paris Basin, NE France). Marine and Petroleum Geology 53, 44-70.

Casteleyn, L., Robion, P., Collin, P.-Y., Menéndez, B., David, C., Desaubliaux, G., Fernandes, N., Dreux, R., Badiner, G., Brosse, E., et al. (2010). Interrelations of the petrophysical, sedimentological and microstructural properties of the Oolithe Blanche Formation (Bathonian, saline aquifer of the Paris Basin). Sedimentary Geology 230, 123-138.

Casteleyn, L., Robion, P., David, C., Collin, P.-Y., Menéndez, B., Fernandes, N., Desaubliaux, G., and Rigollet, C. (2011). An integrated study of the petrophysical properties of carbonate rocks from the "Oolithe Blanche" formation in the Paris Basin. Tectonophysics 503, 18-33.

Choquette, P. & Pray, L. (1970). Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. AAPG Bulletin, 54(2), 207-250.

Costa, A. (2006). Permeability-porosity relationship : A reexamination of the Kozeny-

Carman equation based on a fractal pore-space geometry assumption. Geophysical research letters, VOL. 33, L02318, doi :10.1029/2005GL025134.

Curran, J.H., Carroll, M.M., 1979. Shear stress enhancement of void compaction. J. Geophys. Res. 84, 1105-1112.

Darcy H., 1858, Les fontaines publiques de la ville de Dijon : exposition et application des principes à suivre et des formules à employer dans les questions de distribution d'eau. Paris, Victor Dalmont, 1856.

Darot, M., Gueguen, Y., Benchemam, Z., & Gaboriaud, R. (1985). Ductile-brittle transition investigated by micro-indentation : results for quartz and olivine. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 40(3), 180-186.

David, C., Guéguen, Y., & Pampoukis, G. (1990). Effective medium theory and network theory applied to the transport properties of rock. Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978-2012), 95(B5), 6993-7005.

David, C. (1993). Geometry of flow paths for fluid transport in rocks. J. Geophys. Res. 98, 12267-12278.

David, C., (1998). Compaction, fissuration et propriétés physiques des roches : expériences et modèles. HDR, Université de Strasbourg.

Dercourt, J., Ricou, L. E., & Vrielynck, B. Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps, 1993, 307. Gauthier-Villars, Paris, 14.

Deville de Periere, M., Durllet, C., Vennin, E., Lambert, L., Bourillot, R., Caline, B., and Poli, E. (2011). Morphometry of micrite particles in cretaceous microporous limestones of the Middle East : Influence on reservoir properties. Mar. Pet. Geol. 28, 1727-1750.

De Wever, P., Guillocheau, F., Reynaud, J. Y., Vennin, E., Robin, C., Cornée, A., & Rouby, D. (2002). Deux siècles de stratigraphie dans le bassin de Paris. Comptes Rendus Palevol, 1(6), 399-414.

Diallo, M., Prasad, M., and Appel, E. (2003). Comparison between experimental result and

theoretical predictions for p-wave velocity and attenuation at ultrasonic frequency. *Wave motion*, 37 : 1-16.

Diastrata (2008).- Interprétation séquentielle et sédimentologique des formations jurassiques du secteur Meuse/Haute-Marne, Intégration des données des forages FZT. Rapport Andra.

Digby, P.J. (1981). The Effective Elastic Moduli of Porous Granular Rocks. *J. Appl. Mech.* 48, 803-808.

Duguid, S. M. A., Kyser, T. K., James, N. P., & Rankey, E. C. (2010). Microbes and ooids. *Journal of Sedimentary Research*, 80(3-4), 236-251.

Dimaggio, F.L. and I.S. Sandler (1971). Material model for granular soils. *J. Eng. Mech. Div. ASCE*, 97, 935-950.

Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional textures.

Dunn, K.-J., Bergman, D.J., and LaTorraca, G.A. (2002). *Nuclear Magnetic Resonance : Petrophysical and Logging Applications* (Elsevier).

Dvorkin, J., and Nur, A. (1993). Dynamic poroelasticity : A unified model with the squirt and the Biot mechanisms. *Geophysics* 58, 524-533.

Dvorkin, J., Nolen-Heeksema, R., and Nur, A. (1994). The squirt-flow mechanism : Macroscopic description. *Geophysics*, 59 : 428-438.

Dvorkin, J., Mavko, G., and Nur, A. (1995). Squirt flow in fully saturated rocks. *Geophysics* 60, 97-107.

Eberli, G., Baechle, G., Anselmetti, F., and Incze, M. (2003). Factors controlling elastic properties in carbonate sediments and rocks. *The Leading Edge* 22, 654-660.

Ehrenberg, S.N. (2007). Whole core versus plugs : Scale dependence of porosity and permeability measurements in platform carbonates. *AAPG Bulletin* 91, 835-846.

Ehrenberg, S.N., Aqrabi, A.A.M., and Nadeau, P.H. (2008). An overview of reservoir quality in producing Cretaceous strata of the Middle East. *Petroleum Geoscience* 14, 307-318.

Enay R., 1980, Le Jurassique supérieur in Synthèse géologique du Bassin de Paris, stratigraphie et paléogéographie. Mémoire B.R.G.M.

ERM, (2001). Construction d'un modèle conceptuel de la porosité et de la minéralogie dans les argilites du site de Bure. Rapport Andra n°D.RP.0ERM.01.018.

Eshelby, J. D. (1957), The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, 241, 376-396.

Evans, B., Fredrich, J., Wong, T.-F., 1990. The brittle-ductile transition in rocks : recent experimental and theoretical progress. In : Duba, A.G., Durham, W.B., Handin, J.W., Wang, H.F. (Eds.), *The Heard Volume*. Am. Geophys. Union, Geophysical Monograph, vol. 56, pp. 1-20.

Fabricius, I.L. (2003). How burial diagenesis of chalk sediments controls sonic velocity and porosity. *AAPG Bulletin* 87, 1755-1778.

Fabricius, I.L., Røgen, B., and Gommessen, L. (2007). How depositional texture and diagenesis control petrophysical and elastic properties of samples from five North Sea chalk fields. *Petroleum Geoscience* 13, 81-95.

Ferry, S. 2002. Rapport Andra CRP 0 UCB 02-001/A. Modèle sédimentaire de l'Oxfordien calcaire de l'Est du Bassin de Paris. Intégration des données de terrain à l'interprétation lithostratigraphique du traitement géostatistique de la sismique 3D du site.

Flügel, E., 2009, *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application*, 2nd Edition Springer.

Folk, R.L. (1966). A Review of Grain-Size Parameters. *Sedimentology* 6, 73-93.

Fortin, J. (2005). Compaction homogène et compaction localisée des roches poreuses. Étude expérimentale et théorique (Doctoral dissertation, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI).

Fortin, J., Guéguen, Y., Schubnel, A., (2007). Effects of pore collapse and grain crushing on ultrasonic velocities and V_P/V_S .

Fortin, J., Pimienta, L., Guéguen, Y., Schubnel, A., David, E.C., and Adelinet, M., (2014). “Experimental results on the combined effects of frequency and pressure on the dispersion of elastic waves in porous rocks.” *The Leading Edge* 33(6), 648-650, 652-654. doi : 10.1190/tle33060648.

Fournier, F., and Borgomano, J. (2009). Critical porosity and elastic properties of microporous mixed carbonate-siliciclastic rocks. *Geophysics* 74, E93-E109.

Fournier, F., Leonide, P., Biscarrat, K., Gallois, A., Borgomano, J., and Foubert, A. (2011). Elastic properties of microporous cemented grainstones. *Geophysics* 76, E211-E226.

Fredrich, J. T., B. Evans, & T.-F.Wong (1989), Micromechanics of the brittle to plastic transition in Carrara marble, *J. Geophys. Res.*, 94, 4129-4145. [p. 8, 242].

Garcia, J.-P., Laurin, B., & Sambet, G. (1996). Les associations de brachiopodes du Jurassique moyen du Bassin de Paris : une échelle biochronologique ponctuée de niveaux repères pour la contrainte des corrélations séquentielles à haute résolution. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167, 435-451.

Gassmann, F. (1951). Elasticity of porous media. *Vierteljahrsschrder Naturforschenden Gessellschaft*, 96, 1-23.

Ghabezloo S, Sulem J, Guédon S, Martineau F. (2008) Effective stress law for the permeability of a limestone. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science*, DOI 10.1016/j.ijrmms.2008.05.006.

Golonka, J. (2007). Late Triassic and Early Jurassic palaeogeography of the world. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 244, 297-307.

Gommessen, L., Fabricius, I. l., Mukerji, T., Mavko, G., and Pedersen, J. m. (2007). Elastic behaviour of North Sea chalk : A well-log study. *Geophysical Prospecting* 55, 307-322.

Griggs, D. T., F. H. Turner, & H. C. Heard (1960), Deformation of rocks at 500°C to 800°C,

Geol. Soc. Amer. Mem., 79, 39-104. [p. 8].

Guéguen, Y., & Dienes, J. (1989). Transport properties of rocks from statistics and percolation. *Mathematical geology*, 21(1), 1-13.

Guéguen, Y. & Palciauskas, V., (1992). *Introduction to the Physics of Rocks* (Princeton University Press).

Guéguen, Y., Sarout, J., Fortin, J., and Schubnel, A. (2009). Cracks in porous rocks : Tiny defects, strong effects. *The Leading Edge* 28, 40-47.

Guéguen, Y., Fortin, J., (2013). Elastic envelopes of porous sandstones. *Geophysical Research Letters*, VOL. 40, 3550-3555, doi :10.1002/grl.50676, 2013.

Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenberg, R., Garcia, J.-P., Gaulier, J.-M., Gaumet, F., et al. (2000). Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin : 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta* 13, 189-245.

Han, M., Fleury, M., & Levitz, P. (2007, September). Effect of the pore structure on resistivity index curves. In *International Symposium of the Society of Core Analysts* (pp. 10-13).

Hardenbol, J., Thierry, J., Martin, B.F., Jacquin, T., De Graciansky, P.C., Vail, P. (1998). *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins*. SEPM Special Publication NO. 60.

Harris, P. (1979). *Facies anatomy and diagenesis of a Bahamian ooid shoal*, volume 7. Comparative Sedimentology Laboratory, Division of Marine Geology and Geophysics, University of Miami, Rosenstiel School of Marine & Atmospheric Science.

Harris, P., Halley, R., & Lukas, K. (1979). Endolith microborings and their preservation in holocene-pleistocene ooids. *Geology*, 7(4), 216-220.

Hashin, Z. and S. Shtrikman (1963). A variationnal approach to the elastic behavior of multiphase materials. *J.Mech.Phys. Solids*, 11, 127-140.

Heap, M.J., Baud, P., Reuschlé, T., Meredith, P. G. (2014). Stylolites in limestones : Bar-

riers to fluid flow ? *Geology* 42 ;51-54.

Heard, H.C., 1960. Transition from brittle fracture to ductile flow in Solnhofen limestone as a function of temperature, confining pressure and interstitial fluid pressure. In : Griggs, D., Handin, J. (Eds.), *Rock Deformation. Memoir. Geological Society of America*, vol. 79, pp. 193e226.

Hibsch, C. et Sausse, J. 2005. GdR FORPRO - Rapport final de l'Action 2001.I (2005/13 Rf). Fracturation des puits d'accès au laboratoire souterrain ANDRA de Meuse/Haute-Marne. Représentation 3D, analyse statistique et étude géochimique des circulations de fluides associées par analyses minéralogiques et isotopiques couplées (C, O). Andra, Nancy.

Horii, H., Nemat-Nasser, S., 1986. Brittle failure in compression : splitting, faulting and brittle-ductile transition. *Phil. Trans. Royal Soc. London* 319, 337-374.

Japsen, P., Bruun, A., Fabricius, I.L., Rasmussen, R., Vejbaek, O.V., Pedersen, J.M., Mavko, G., Mogensen, C., and Høier, C. (2004). Influence of porosity and pore fluid on acoustic properties of chalk : AVO response from oil, South Arne Field, North Sea. *Petroleum Geoscience* 10, 319-330.

Javaux, C., 1992, La plate-forme parisienne et bourguignonne au Bathonien terminal et au Callovien - Dynamique sédimentaire, séquentielle et diagénétique, Place et création des réservoirs potentiels. 16, *Mémoires géologiques de l'Université de Bourgogne*.

Johnston, D. H., Toksöz, M. N., & Timur, A. (1979). Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks : II. Mechanisms. *Geophysics*, 44(4), 691-711.

Kaldi, J. (1989). Diagenetic microporosity (chalky porosity), Middle Devonian Kee Scarp reef complex, Norman Wells, Northwest Territories, Canada. *Sedimentary Geology* 63, 241-252.

Kachanov, M. (1982a). A microcrack model of rock inelasticity, part I : Frictionnal sliding on microcracks. *Mech. of Mat.*, 1, 19-27.

Kachanov, M. (1982b). A microcrack model of rock inelasticity, part II : Propagation of microcracks. *Mech. of Mat.*, 1, 29-41.

Kachanov, M. (1993). Continuum model of medium with cracks. J. Eng. Mech. Div. Am. Soc. Civ. Eng., 106, 1039-1051.

Kachanov, M. (1993). Elastic solids with many cracks and related problems. In *Advances in Applied Mechanics* (eds Hutchinson, J.W. and Wu, T.Y.), Academic Press, Boston, MA, 30, 259-445.

Katz, A. J., & Thompson, A. H. (1987). Quantitative prediction of permeability in porous rock. *Physical review B*, 34(11), 8179.

Kenter, J. a. M., and Ivanov, M. (1995). Parameters controlling acoustic properties of carbonate and volcanoclastic sediments at Sites 866 and 869 : Northwest Pacific atolls and guyots. *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results* 142-43, 287-303.

Kenter, J., Podladchikov, F., Reinders, M., Van der Gaast, S., Fouke, B., and Sonnenfeld, M. (1997). Parameters controlling sonic velocities in a mixed carbonate-siliciclastics Permian shelf-margin (upper San Andres formation, Last Chance Canyon, New Mexico). *Geophysics* 62, 505-520.

Kenter, J. a. M., Anselmetti, F.S., Kramer, P.H., Westphal, H., and Vandamme, M.G.M. (2002). Acoustic Properties of “Young” Carbonate Rocks, ODP Leg 166 and Boreholes Clino and Unda, Western Great Bahama Bank. *Journal of Sedimentary Research* 72, 129-137.

Kenter, J., Braaksma, H., Verwer, K., and van Lanen, X. (2007). Acoustic behavior of sedimentary rocks : Geologic properties versus Poisson’s ratios. *The Leading Edge* 26, 436-444.

Kemeny, J.M., Cook, N.G.W., 1991. Micromechanics of deformation in rocks. In : Shah, S.P. (Ed.), *Toughening Mechanisms in Quasi-Brittle Materials*. Kluwer Academic, pp. 155-188.

Klinkenberg L.J., 1941, The permeability of porous media to liquids and gases, *Drilling and Production Practice*, 1941, American Petroleum Institute.

Knudsen, M. (1909). Effusion and the molecular flow of gases through openings. *Ann. Phys*, 29, 179.

Kopp, A., Class, H., & Helmig, R. (2009). Investigations on CO_2 storage capacity in saline aquifers : Part 1. dimensional analysis of flow processes and reservoir characteristics. International Journal of Greenhouse Gas Control, 3(3), 263-276.

Lambert, L., Durlet, C., Loreau, J.-P., and Marnier, G. (2006). Burial dissolution of micrite in Middle East carbonate reservoirs (Jurassic-Cretaceous) : keys for recognition and timing. Marine and Petroleum Geology 23, 79-92.

Lenormand, R., 2003, Site Meuse/Haute-Marne évolution du modèle hydrologique région/secteur - Mesures de perméabilité et de porosité sur les cuttings des forages scientifiques profonds et du forage EST203, Andra, p. 12.

Le Ravalec, M. (1995). Vitesses et perméabilité des roches : modélisation du rôle des fluides et des fissures (Doctoral dissertation, Université Rennes 1).

Le Ravalec, M., Darot, M., Reuschle, T., & Guéguen, Y. (1996). Transport properties and microstructural characteristics of a thermally cracked mylonite. pure and applied geophysics, 146(2), 207-227.

Le Roux, J. (1980). La tectonique de l'auréole orientale du Bassin de Paris ; ses relations avec la sédimentation. Bulletin de la Société géologique de France, (4), 655-662.

Lockner, D. & J. Byerlee (1977), Acoustic emission and creep in rock at high confining pressure and differential stress, Bull. Seism. Soc. Am., 67(2), 247-258. [p. 7, 16, 38, 264].

Lønøy, A. (2006). Making sense of carbonate pore systems. AAPG Bulletin 90, 1381-1405.

Loreau, J.P., (1972). Pétrographie de calcaires fins au microscope électronique à balayage : introduction à une classification des "micrites", vol. 274. Comptes rendu de l'Académie des Sciences, Paris. 810-813.

Lucia, F. (1983). Petrophysical parameters estimated from visual descriptions of carbonate rocks : a field classification of carbonate pore space. Journal of Petroleum Technology, 35(3), 629-637.

Lucia, F.J. (1995). Rock-Fabric/Petrophysical Classification of Carbonate Pore Space for Reservoir Characterization. AAPG Bulletin 79, 1275-1300.

Lucia, F.J. (1999). Carbonate Reservoir Characterization (Springer).

Lucia, F. J. (2007). Carbonate reservoir characterization : An integrated approach. Springer, 2nd edition.

Mackenzie, J. K. (1950), The elastic constants of a solid containing spherical holes, J. Geophys. Res., B63(2), 2-11.

Makhloufi, Y., Collin, P.-Y., Bergerat, F., Casteleyn, L., Claes, S., David, C., Menéndez, B., Monna, F., Robion, P., Sizun, J.-P., et al. (2013). Impact of sedimentology and diagenesis on the petrophysical properties of a tight oolitic carbonate reservoir. The case of the Oolithe Blanche Formation (Bathonian, Paris Basin, France). Mar. Pet. Geol. 48, 323-340.

Maliva, R.G., Missimer, T.M., Clayton, E.A., and Dickson, J.A.D. (2009). Diagenesis and porosity preservation in Eocene microporous limestones, South Florida, USA. Sedimentary Geology 217, 85-94.

Mallon, A.J., and Swarbrick, R.E. (2008). Diagenetic characteristics of low permeability, non-reservoir chalks from the Central North Sea. Marine and Petroleum Geology 25, 1097-1108.

Manzano, H., Moeini, S., Marinelli, F., Van Duin A., Ulm F., Pellenq R., (2011) Confined Water Dissociation in Microporous Defective Silicates : Mechanism, Dipole Distribution, and Impact on Substrate Properties. J. Am. Chem. Soc. dx.doi.org/10.1021/ja209152n.

Mashl, R., Joseph, Sony., Aluru, R., Jakobsson, E., (2003). Anomalously Immobilized Water : A New Water Phase Induced by Confinement in Nanotubes. Nano Letters 2003 Vol. 3, No. 5 589-592.

Mari, J. L., & Yven, B., (2014). The application of high-resolution 3D seismic data to model the distribution of mechanical and hydrogeological properties of a potential host rock for the deep storage of radioactive waste in France. Marine and Petroleum Geology, 53, 133-153.

Mavko, G., and Nur, A. (1975). Melt squirt in the asthenosphere. *J. Geophys. Res.* 80, 1444-1448.

Mavko, G. and Jizba, D. (1991). Estimating grain-scale fluid effects on velocity dispersion in rocks. *Geophysics*, 56 : 1940-1949.

Mavko, G., Mukerji, T., and Dvorkin, J. (2009). *The Rock Physics Handbook : Tools for Seismic Analysis of Porous Media* (Cambridge University Press).

Melim, L.A. (2001). The Importance of Pore Type on Permeability of Neogene Carbonates, Great Bahama Bank.

Menéndez, B., Zhu, W., & Wong, T. F. (1996). Micromechanics of brittle faulting and cataclastic flow in Berea sandstone. *Journal of structural geology*, 18(1), 1-16.

Monicard R., 1975. Cours de production. Tome 1 : Caractérisation des roches réservoirs, analyse des carottes, 203p.

Moore, C. H. (2001). CARBONATE RESERVOIRS : POROSITY, EVOLUTION & DIA-GENESIS IN A SEQUENCE STRATIGRAPHIC FRAMEWORK : Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework (Vol. 55). Elsevier.

Moshier, S.O. (1989a). Development of microporosity in a micritic limestone reservoir, Lower Cretaceous, Middle East. *Sedimentary Geology* 63, 217-240.

Moshier, S.O. (1989b). Microporosity in micritic limestones : a review. *Sedimentary Geology* 63, 191-213.

Nguyen, V. H., Gland, N., Dautriat, J., David, C., Wassermann, J., & Guélard, J. (2014). Compaction, permeability evolution and stress path effects in unconsolidated sand and weakly consolidated sandstone. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 67, 226-239.

Nurmi, R. (1986). The land of giants. *Middle East Well Evaluation Review*, 1, 6-21.

Nurmi, R., & Standen, E. (1997). Carbonates : The inside story. *Middle East Well Evalua-*

tion Review, 18, 28-41.

O'Connell, R.J., and Budiansky, B. (1977). Viscoelastic properties of fluid-saturated cracked solids. *J. Geophys. Res.* 82, 5719-5735.

Ougier-Simonin, A., Fortin, J., Guéguen, Y., Schubnel, A., & Bouyer, F. (2011). Cracks in glass under triaxial conditions. *International Journal of Engineering Science*, 49(1), 105-121.

Pacton, M., Ariztegui, D., Wacey, D., Kilburn, M. R., Rollion-Bard, C., Farah, R., & Vasconcelos, C. (2012). Going nano : A new step toward understanding the processes governing freshwater ooid formation. *Geology*, 40, 547-550.

Pittman, E. D. (1992). Relationship of porosity and permeability to various parameters derived from mercury injection-capillary pressure curves for sandstone. *AAPG Bulletin*, 76(2), 191-198.

Paterson, M.S., 1958. Experimental deformation and faulting in Wombeyan marble. *Bull. Geol. Soc. Am.* 69, 465-476.

Paterson, M. S. & T. F. Wong (2005), *Experimental Rock Deformation - The Brittle Field*, 2nd edition, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg. [p. 8, 15, 38, 242].

Purser, B. H., 1969, Syn-sedimentary marine lithification of Middle Jurassic in the Paris Basin. *Sedimentology*, 12 : 205-230.

Purser, B. (1983). *Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents : Les éléments de la sédimentation et de la diagenèse*, volume 1. Editions Technip.

Prinzhofer, A., Girard, J. P., Bushaert, S., Huiban, Y. et Noirez, S., 2009, Chemical and isotopic characterization of hydrocarbon gas traces in porewater of very low permeability rocks : The example of the Callovo-Oxfordian argillites of the eastern part of the Paris Basin. *Chemical Geology*, 260 : 269-277.

Quintal, B., Schmalholz, S., and Podladchikov, Y. (2009). Low-frequency reflections from a thin layer with high attenuation caused by interlayer flow. *Geophysics*, 74 : N15-N23.

Rankey, E. & Reeder, S. (2010). Controls on platform-scale patterns of surface sediments, shallow Holocene platforms, Bahamas. *Sedimentology*, 57(6), 1545-1565.

Rankey, E. & Reeder, S. (2011). Holocene oolitic marine sand complexes of the Bahamas. *Journal of Sedimentary Research*, 81(2), 97-117.

Raymer, D. S., Hunt, E. R. et Gardner, J. S., 1980, An improved sonic transit time-to-porosity transform : Present at the Soc. Prof. Well Log Analysts. 21st Ann. Mtg., paper P.

Reeder, S. & Rankey, E. (2008). Interactions between tidal flows and ooid shoals, northern Bahamas. *Journal of Sedimentary Research*, 78(3), 175-186.

Reeder, S. & Rankey, E. (2009). Controls on morphology and sedimentology of carbonate tidal deltas, Abacos, Bahamas. *Marine Geology*, 267(3-4), 141-155.

Regnet, J.B., Robion, P., David, C., Fortin, J., Brigaud, B., Yven, B., (2014). Acoustic and reservoir properties of microporous carbonate rocks : implication of micrite particle size and morphology. *revised version submitted*, *Journal of Geophysical Research*.

Reijmer, J., Swart, P., Bauch, T., Otto, R., Reuning, L., Roth, S., & Zechel, S. (2012). A Re-Evaluation of Facies on Great Bahama Bank I : New Facies Maps of Western Great Bahama Bank. *Perspectives in Carbonate Geology : A Tribute to the Career of Robert Nathan Ginsburg* (Special Publication 41 of the IAS), 98, 29-46.

Reuss, A., (1929). Berechnung der Fließgrenzen von Mischkristallen auf Grund der Plaztizitätsbedingung für Einkristalle. *Zeitschrift für Angewandte Mathematik und Mechanik*, 9, 49-58.

Richard, J. (2008). Mass transfers and volume changes related to pressure solution-fracturing interactions in carbonate rocks : Example of the Oligocene deformation of the Coniacian chalk from the Omev area (Paris Basin, France). *Journal of Structural Geology* 30, 1300-1313.

Richard, J., Coulon, M., and Gaviglio, P. (2002). Mass transfer controlled by fracturing in micritic carbonate rocks. *Tectonophysics* 350, 17-33.

Richard, J., Sizun, J.P., and Machhour, L. (2007). Development and compartmentalization of chalky carbonate reservoirs : The Urgonian Jura-Bas Dauphiné platform model (Génissiat, southeastern France). *Sedimentary Geology* 198, 195-207.

Risnes, R., Madland, M. V., Hole, M., & Kwabiah, N. K. (2005). Water weakening of chalk, Mechanical effects of water-glycol mixtures. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 48(1), 21-36.

Robertson, E.C. (1955). Experimental study of the strength of rocks, *Bull. Geol. Soc. Am.* 66, 1275-1314.

Robin C., 1997, *Mesure stratigraphique de la déformation : Application à l'évolution jurassique du Bassin de Paris*. Doctoral Dissertation, Université de Rennes 1, 1995.

Robion, P., David, C., Dautriat, J., Colombier, J. C., Zinsmeister, L., & Collin, P. Y. (2014). Pore fabric geometry inferred from magnetic and acoustic anisotropies in rocks with various mineralogy, permeability and porosity. *Tectonophysics*.

Rolland, A., Toussaint, R., Baud, P., Conil, N., & Landrein, P. (2014). Morphological analysis of stylolites for paleostress estimation in limestones. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 67, 212-225.

Røgen, B., Fabricius, I.L., Japsen, P., Høier, C., Mavko, G., and Pedersen, J.M. (2005). Ultrasonic velocities of North Sea chalk samples : influence of porosity, fluid content and texture. *Geophysical Prospecting* 53, 481-496.

Sammis, C.G., Ashby, M.F., 1986. The failure of brittle porous solids under compressive stress states. *Acta Metall.* 34, 511-526.

Serra, O., (1984). *Fundamentals of well-log interpretation* (Vol. 1). Amsterdam : Elsevier.

Scholle, P. A., & Ulmer-Scholle, D. S. (2003). *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks : Grains, Textures, Porosity, Diagenesis*, AAPG Memoir 77 (Vol. 77). AAPG.

Scholz, E., and Garry, B., 2009, *Mise en relation des données hydrogéologiques et géologiques sur les encaissants : Apport de la campagne FZT*, Andra, 39 p.

Shearman, D., Twyman, J., & Zand Karimi, M. (1970). The genesis and diagenesis of oolites. *Proceedings of the Geologists' Association*, 81(3), 561-575.

Teufel, L. W., Rhett, D. W., & Farrell, H. E. (1991, January). Effect of Reservoir Depletion And Pore Pressure Drawdown On In Situ Stress And Deformation In the Ekofisk Field North Sea. In *The 32nd US Symposium on Rock Mechanics (USRMS)*. American Rock Mechanics Association.

Toksöz, M. N., Johnston, D. H., & Timur, A. (1979). Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks : I. Laboratory measurements. *Geophysics*, 44(4), 681-690.

Tullis, J. & R. A. Yund (1992), The brittle ductile transition in feldspar aggregates : An experimental study, B. Evans & T. F. Wong, ed., *Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks*, International Geophysics Series, Academic Press, London, 89-117. [p. 8, 242].

Turner, F.J., D.T. Griggs and H.C Heard (1954). Experimental deformation of calcite crystals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 65, 883-934.

Turpin, M., Emmanuel, L., and Renard, M. (2008). Nature and origin of carbonate particles along a transect on the western margin of Great Bahama Bank (Middle Miocene) : sedimentary processes and depositional model. *Bulletin de La Societe Geologique de France* 179, 231-244.

Vail, P. R., Mitchum, R. M. et Thompson, S., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 3 Relative changes of sea level from coastal onlap, in C. Payton, ed., *Seismic Stratigraphy*, Memoir 26, American Association of Petroleum Geologists, 63-81 p.

Vajdova, V., Baud, P., Wong, T.-F., 2004a. Compaction, dilatancy and failure in porous carbonate rocks. *J. Geophys. Res.* 109, B05204. <http://dx.doi.org/10.1029/2003JB002508>.

Vajdova, V., Zhu, W., Chen, T.-M.N., Wong, T.-F., 2010. Micromechanics of brittle faulting and cataclastic flow in Tavel limestone. *J. Struct. Geol.* 32, 1158-1169.

Vanorio, T., and Mavko, G. (2011). Laboratory measurements of the acoustic and transport properties of carbonate rocks and their link with the amount of microcrystalline matrix.

Geophysics 76, E105-E115.

Verwer, K., Braaksma, H., and Kenter, J. (2008). Acoustic properties of carbonates : Effects of rock texture and implications for fluid substitution. *Geophysics* 73, B51-B65.

Vincent, B. (2001). *Sédimentologie et géochimie de la diagenèse des carbonates : application au Malm de la Bordure Est du Bassin de Paris (Dijon)*.

Vincent, B., Emmanuel, L., Houel, P. et Loreau, J.P. 2007. Geodynamic control on carbonate diagenesis : Petrographic and isotopic investigation of the Upper Jurassic formations of the Paris Basin (France). *Sedimentary Geology*, 197 : 267-289.

Vincent, B., Fleury, M., Santerre, Y., and Brigaud, B. (2011). NMR relaxation of neritic carbonates : An integrated petrophysical and petrographical approach. *Journal of Applied Geophysics* 74, 38-58.

Voigt, W., (1889). Über die Beziehung zwischen den beiden Elastizitätskonstanten isotroper Körper. *Wied. Ann.*, 38, 573-587.

Volery, C., Davaud, E., Durlet, C., Clavel, B., Charollais, J., and Caline, B. (2010). Microporous and tight limestones in the Urgonian Formation (late Hauterivian to early Aptian) of the French Jura Mountains : Focus on the factors controlling the formation of microporous facies. *Sedimentary Geology* 230, 21-34.

Walsh, J.B. (1965). The effect of cracks on the compressibility of rocks *J. Geophys. Res.*, 70, 381-389.

Walsh, J.B., and Brace, W.F. (1984). The effect of pressure on porosity and the transport properties of rock. *J. Geophys. Res.* 89, 9425-9431.

Walton, K. (1960), The effective elastic moduli of a random packing of spheres, *J. Mech. Phys. Solids*, 35(2), 213-226.

Wang, J., Kalinichev, A., and Kirkpatrick, J., (2004) Molecular modeling of water structure in nano-pores between brucite (001) surfaces. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 68, No. 16, pp. 3351-3365.

Wang, Z., 1997, Seismic properties of carbonate rocks, in I. Palaz, and K. J. Marfurt, eds., Carbonate Seismology : Society of Exploration Geophysicists Geophysical Developments no. 6, 29-52.

Washburn, E.W. (1921). The Dynamics of Capillary Flow. Phys. Rev. 17, 273-283.

Weger, R.J., Eberli, G.P., Baechle, G.T., Massaferro, J.L., and Sun, Y.-F. (2009). Quantification of pore structure and its effect on sonic velocity and permeability in carbonates. AAPG Bulletin 93, 1297-1317.

Wendebourg, J. et Lamiraux, C., 2002, Estimating the Ultimate Recoverable Reserves of the Paris Basin, France. Oil and Gas Science and Technology - Revue de L'IFP, 57 : 621-629.

Westphal, H., Surholt, I., Kiesl, C., Thern, H.F., and Kruspe, T. (2005). NMR Measurements in Carbonate Rocks : Problems and an Approach to a Solution. Pure Appl. Geophys. 162, 549-570.

White, J. (1975). Computed seismic speeds and attenuation in rocks with partial gas saturation. Geophysics, 40 : 224-232.

Winkler, K.W. (1985). Dispersion analysis of velocity and attenuation in Berea sandstone. J. Geophys. Res. 90, 6793-6800.

Wong, T.-F., David, C., Zhu, W., 1997. The transition from brittle faulting to cataclastic flow in porous sandstones : mechanical deformation. J. Geophys. Res. 102, 3009-3025.

Wong, T.-F. and P. Baud (1999). Mechanical compaction of porous sandstone. IFP Oil and Gas Scie. techn., 6, 715-727.

Wong, T.-F., Baud, P., (2012). The brittle-ductile transition in porous rock : A review. Journal of Structural Geology 44 (2012) 25-53.

Worden, R. H. et Heasley, E. C., 2000, Effects of petroleum emplacement on cementation in carbonate reservoirs. Bulletin De La Societe Geologique De France, 171 : 607-620.

Wyllie, M. R. J., Gregory, A. R. et Gardner, G. H. F., 1958, An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media. *Geophysics*, 23 : 459-493.

Xie, S. Y., Shao, J. F., & Xu, W. Y. (2011). Influences of chemical degradation on mechanical behaviour of a limestone. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 48(5), 741-747.

Zaitsev, V. Y., & Sas, P. (2004). Effect of high-compliant porosity on variations of P-and S-wave velocities in dry and saturated rocks : Comparison between theory and experiment. *Physical Mesomechanics*, 7(1/2), 37.

Zhang, J., Wong, T.-F., Davis, D.M., 1990. Micromechanics of pressure-induced grain crushing in porous rocks. *J. Geophys. Res.* 95, 341-352.

Zhu, W., David, C., & Wong, T. F. (1995). Network modeling of permeability evolution during cementation and hot isostatic pressing. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* (1978-2012), 100(B8), 15451-15464.

Zhu, W., 2010. Micromechanics of Failure in Porous Carbonate and Volcanic Rocks. Unpublished Ph.D. thesis, Stony Brook University.

Zhu, W., Baud, P., Vinciguerra, S., Wong, T.-F., 2011. Micromechanics of brittle faulting and cataclastic flow in Alban Hills tuff. *J. Geophys. Res.* 116, B06209.

Zinszner, B., & Pellerin, F. M. (2007). A geoscientist's guide to petrophysics. Ed. Technip.

